

**МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ
КАФЕДРА ГЕОМОРФОЛОГИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ**

**ВСЕРОССИЙСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
«VII ЩУКИНСКИЕ ЧТЕНИЯ»**

**ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ
И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ
БЕЗОПАСНОСТЬ:
ОТ ТЕОРИИ К ПРАКТИКЕ**



МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ



МОСКВА – 2015

УДК 551.4
ББК 26.823
Г36

Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике: Всероссийская конференция «VII Щукинские чтения»: Москва, МГУ имени М.В. Ломоносова, 18–21 мая 2015 г.: Материалы конференции. – М.: МАКС Пресс, 2015. – 585 с.
ISBN 978-5-317-04973-7

Сборник включает материалы конференции, названной именем основателя кафедры геоморфологии Московского государственного университета д.г.н., профессора Ивана Семеновича Щукина, которая организуется и проводится один раз в 5 лет и традиционно посвящается результатам фундаментальных и прикладных геоморфологических и палеогеографических исследований. В настоящем сборнике рассматриваются актуальные вопросы пространственно-временной организации рельефообразования, геоморфологических исследований в решении задач ресурсообеспечения, теория и практика геоморфологической безопасности, проблемы рационального природопользования в контексте геоморфологических и палеогеографических задач. Отдельным блоком представлены материалы по современным проблемам вузовской науки, подготовки научных кадров, а также востребованности результатов исследований и перспектив развития отдельных направлений геоморфологической науки. Большое внимание уделено применению новых методов и технологий исследований. Среди них – становящиеся уже традиционными работы с применением ГИС-технологий, создание цифровых моделей рельефа, лазерное сканирование, результаты использования геолокатора и сейсмопрофилографа, дистанционные исследования рельефа. В работе конференции приняли участие около 200 геоморфологов из разных регионов России и стран СНГ. Материалы конференции представлены в шести тематических разделах сборника.

УДК 551.4
ББК 26.823

Тексты печатаются в авторской редакции

Оргкомитет конференции:

Председатель – зав. кафедрой геоморфологии и палеогеографии географического ф-та МГУ, д.г.н., профессор А.В. Бредихин;

Зам. председателя – д.г.н., профессор С.И. Большов, к.г.н., доцент А.В. Панин;

Секретари – к.г.н., вед.н.с. С.А. Лукьянова, с.н.с. Ю.Н. Фузеина, к.г.н., с.н.с. Л.М. Шипилова.

Программный комитет

д.г.н., профессор Ю.Г. Симонов,
д.г.н., профессор Л.А. Жиндарев,
д.г.н., профессор Е.И. Игнатов,
д.г.н., профессор Г.И. Рычагов,
д.г.н., профессор Г.А. Сафьянов,
к.г.н., вед.н.с. В.И. Мысливец,
к.г.н., с.н.с. Е.А. Еременко.

Организационный комитет

д.г.н., профессор А.А. Лукашов,
к.г.н., с.н.с. С.И. Антонов,
к.г.н., с.н.с. Е.Н. Бадюкова,
к.г.н., доцент О.А. Борсук,
к.г.н., с.н.с. Е.В. Гаранкина,
ст.преп. А.Л. Гуринов,
к.г.н., с.н.с. А.А. Деркач,
к.г.н., с.н.с. И.А. Каревская,
н.с. Н.Н. Луговой,
инж. Е.Ю. Матлахова,
к.г.н., с.н.с. Т.Ю. Репкина,
к.г.н., вед.н.с. Ф.А. Романенко,
к.г.н., с.н.с. Г.Д. Соловьева,
м.н.с. Е.Д. Шеремякина.

Контактная информация:

Адрес: 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, д. 1, ГЗ МГУ, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии.
Телефон: 8 (495) 939 54 69; e-mail: geombezopasno7@mail.ru.

ISBN 978-5-317-04973-7

© Авторы, 2015

© Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, 2015

ПЛЕНАРНЫЕ ДОКЛАДЫ

ПРИРОДНЫЕ КАТАСТРОФЫ В ГОРАХ АЛТАЯ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ: РИСКИ И БЕЗОПАСНОСТЬ

Барышников Г.Я.

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

Среди необычных природных явлений большинство исследователей различают стихийные бедствия и природные катастрофы. Стихийные бедствия, по определению И.П. Герасимова и Т.В. Звонковой [8], связаны с чрезвычайно динамичными процессами, характерная особенность которых состоит в неопределенности времени их наступления и неоднозначности последствий. Стихийные процессы, которые вызывают человеческие жертвы и наносят большой материальный ущерб, называют катастрофическими (с. 349).

За всю историю геологического развития алтайского горного сооружения и геоморфологического преобразования его рельефа, по всей вероятности, происходило немало природных катастроф и стихийных бедствий. Масштабность их проявления устанавливается по оставшимся в рельефе следам, в виде перемещенного по долинам рек огромного количества обломочного материала, по наличию высоких террас в долинах крупных магистральных рек, по сохранившимся следам склоновых преобразований, сейсмообвалам, сейсмооползням и другим свидетельствам.

Сейчас трудно определить, что это были - катастрофы или стихийные бедствия, но по результатам изучения мест нахождения палеолитических памятников Горного Алтая [5], можно судить о том, что они были уничтожены там, где происходило действие катастрофических паводков [1, 3]. Как было установлено в результате разведочных работ, в пределах долин Катунь и Бии не выявлено ни одного памятника палеолитического возраста древнее 15 тыс. лет.

Как известно, экстремальные природные явления в большей степени определяются сейсмической, геологической, геоморфологической, климатической и водной особенностями, а нередко и фактором хозяйственной деятельности человека.

В качестве примера рассмотрим один из правых притоков р. Катунь – р. Чемал, где в декабре 2005 г. произошло экстремальное событие, связанное с образованием зажора, приведшее к подтоплению р.ц. Чемал в Республике Алтай и значительным материальным потерям местного населения (рис. 1). Были подтоплены многие дома и их подвалы.

Зажоры образуются осенью при ледоставе или зимой ниже незамерзшего участка реки и вызывают повышение уровня воды, а иногда и наводнения. Особенностью замерзания горных рек зимой является то, что образование льда на них происходит не только со стороны заберегов, но и за счет промерзания дна реки, образуя лед на донном галечниково-валунном аллювиальном материале. В этом случае, при резкой оттепели в осенне-зимний период происходит внезапный срыв донного льда и вовлечение его в общий поток по всей ширине долины горной реки. Скорость движения снежно-ледовых масс может достигать 5-6 км/час [4].

Причиной возникновения таких температурных аномалий, по всей видимости, является отепляющее влияние фёнов, когда холодный воздух с высокогорий быстро

опускается вниз по сравнительно узким межгорным долинам, что приводит к его адиабатическому нагреванию. При опускании на каждые 100 м воздух нагревается примерно на 1°C. Спускаясь с высоты 2500 м, он нагревается на 25°C и становится тёплым, иногда даже горячим. Обычно фён продолжается менее суток, но бывает, что длительность может доходить до 5 суток, причём изменения температуры и относительной влажности воздуха могут быть быстрыми и резкими. Как отмечал В.В. Севастьянов [19] «Отепляющее влияние фёнов на станции Чемал следует признать близким к максимальному показателю на всей территории Горного Алтая».



Рис. 1. Затопление райцентра Чемал после образования зажора в декабре 2005 г.

Геоморфологическое строение долины р. Чемал достаточно простое (рис. 2), что обусловлено узким ущельем. При ширине долины до 300 м, крутым падением русла реки и относительной прямолинейностью долины, сколько-нибудь выраженных террасовых комплексов здесь не выделяется. Долина на всем своем протяжении представлена поймой высотой до 1,5-2,0 м. Аллювий этой поймы, в основном, галечниково-валунный.

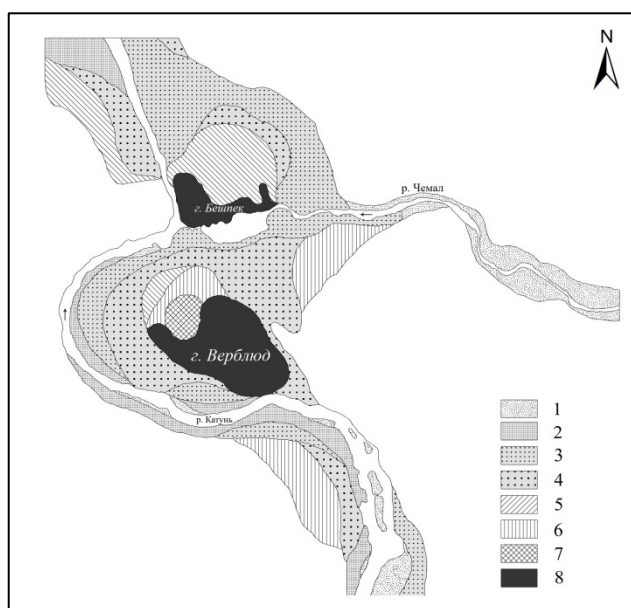


Рис. 2. Геоморфологическая схема района слияния р. Чемал с р. Катунь в окрестностях р.д. Чемал [4]: 1 – пойма; надпойменные террасы: 2 – первая, 3 – вторая, 4 – третья, 5 – четвертая, 6 – пятая, 7 – шестая; 8 – коренные выходы пород в пределах долины Катунь.

История формирования долины р. Чемал в значительной степени зависела от особенностей формирования террасовых комплексов основной реки – р. Катунь. Река Катунь в месте впадения в нее р. Чемал делает значительный изгиб своего русла, что связано с особенностью геологического и тектонического строения этого участка долины. Огибая останец коренных выходов горных пород с левой стороны (г. Верблюд - 926,7 м абс. выс.) река устремляется по узкой теснине в субмеридиональном направлении, подмывая коренной выступ г. Бешпек (522,9 м абс. выс.). В результате своего развития в пределах описанных выступов Катунь сформировала комплекс из шести надпойменных аллювиальных террас.

Формирование террас р. Катунь связывается с существованием катастрофических селевых паводков существовавших в прошлом [3]. В период дегляциации ледников Горного Алтая водные запасы подпрудных приледниковых озер были огромны и составляли для Чуйской и Курайской котловин не менее 1000 км³ [18]. Такого количества воды вполне было достаточно для того, чтобы образовывались колоссальные потоки, при прорыве природных платин, с большими скоростями движения и огромными запасами энергии, способной производить значительные изменения в морфологии долин, разрушать на своем пути преграды, переоткладывать гравийно-галечниковый и валунно-глыбовый материал, создавать условия для подпруживания в боковых притоках.

Такие катастрофы протекали очень быстро, их продолжительность редко превышала 10-15 дней. Зато значение расходов в короткие интервалы кульминаций становилось весьма внушительным. Все эти события на Алтае происходили около 20-25 тыс. лет назад. Следовательно, весь комплекс террас среднего течения Катунь имеет сравнительно молодой возраст, и отнесен к верхнему неоплейстоцену.

В настоящее время повторение таких явлений мало вероятно, поскольку современная климатическая обстановка в Горном Алтае не способствует этому. Но как остаточный признак схожих с описанными событиями природные явления – образование зажоров, связанных с межсезонным потеплением климата, вполне допустим.

Таким образом, образование зажоров и их влияние на современную неблагоприятную обстановку для проживающих в долине Катунь людей связано с изменением климатических условий в сторону потепления, как это произошло в ноябре-декабре 2005 г. Повторяемость таких событий обычно происходит через несколько десятков лет. В связи с этим можно прогнозировать образование зажоров и заранее вести организационно-предупредительную работу по недопущению влияния экстремальных процессов на социальные условия проживания людей.

В сентябре 2003 г. в Горном Алтае произошло крупнейшее за все время инструментальных наблюдений в России землетрясение интенсивностью 9-10 баллов по шкале Рихтера. В результате полевых исследований, проведенных нами в Кош-Агачском и Улаганском районах Республики Алтай, было установлено, что от главного толчка, произошедшего в нескольких километрах западнее с. Бельтир, на правом склоне р. Талдура, левого притока р. Чаган-Узун, в 600 м выше по реке от урочища Оймак, произошел сейсмогенный обвал-оползень, затронувший отложения мореного комплекса, формирование которого, по мнению П.А. Окишева [14, 15], относится к среднему-верхнему неоплейстоценовому времени. Геологическое строение мореных отложений достаточно простое и по вскрытой землетрясением части определяется беспорядочным расположением валунно-галечникового материала, сцементированного тонкодисперсной

алевритовой массой и суглинками, с линзами чистого льда и с льдистым заполнителем [10].

Практически вся толща находится в мерзлом состоянии и лишь верхние 2,0-2,5 м на начало октября были еще не промерзшие (рис. 3). По всей вероятности, именно льдистость мореных отложений и наличие выступов коренных пород под ними в ложе, послужили причиной образования данного обвала-оползня и привело к взбрасыванию рыхлых пород во фронтальной его части на высоту свыше 30 м. Объем смещенных масс при этом составил около 3,5 млн м³, сопровождающийся «валом выпирания». В целом оползень напоминает структуру «битой тарелки», с вертикальными перемещениями между смежными блоками до 45-55 м [2].

Однако, это наиболее крупное морфообразование по расположению не является эпицентральной для данного землетрясения, а принадлежит дистальному флангу проявленной сейсмозоны. По существу, в данном случае мы имеем дело с наведенным, инициированным, ускоренным землетрясением явлении, при более существенной роли литогенно-геоморфологической обстановки, подготовившей это экзогенное событие.

Среди побочных эффектов землетрясений, очевидно, могут быть выделены литогенные, гидрогенные и атропогенные явления, сопровождающие этот сейсмопроцесс. Обычно максимальное внимание при этом обращается на различные рельефообразующие литогенные процессы, среди них ведущими являются сейсмодетекции, которые по [9] подразделяются на сейсмодетекционные, гравитационно-сейсмодетекционные и сейсмогравитационные. К первым относятся зоны сейсмодетекций и других сейсмодетекций. Протяженность их на Алтае при наиболее катастрофических Хангайских событиях 1905 г. составляла до 280 км, при Гоби-Алтайских (1957 г.) до 320 км. В этом отношении, состоявшееся в 2003 г. Горно-Алтайское (Чуйское) сейсмическое событие, проявилось в форме кулисообразного вспарывания земной поверхности на протяжении свыше 20 км (при протяженности основной плейстоценовой зоны до 80-100 км).



Рис. 3. Перемещенные блоки моренных отложений в сейсмооползне.

Обвальные явления при описываемом землетрясении носили не столь масштабный и концентрированный характер, сколько были рассеянными, рассредоточенными, обусловленными прежде всего низкой физической устойчивостью обстановок крутосклонных позиций. Нам представляется, что причина здесь не в «вялости» данных сейсмособытий (Геодаков А.Р. и др., 2003), о чем свидетельствуют энергетические параметры – магнитуда 7,3 единицы и продолжительность этих движений, а в общей редкости проявления очень крупных обвалов в мировом реестре этих событий. К вялым никак не отнесешь Гоби-Алтайские события 1957 г., а согласно [9] они сопровождались обвалами и оползнями «значительно меньше, чем можно было ожидать». В связи с этим, обстановки сближенных крупных обвалов, как, например, в бассейне среднего течения р. Чуи [16], вовсе не являются объективными доказательствами катастрофических палеосейсмособытий.

Тесно связаны с литогенными и гидрогенными объектами сейсмогенного характера. Они были отмечены при Гоби-Алтайских событиях, но не привлекли при этом повышенного внимания. В этом отношении заслуживают детального специального изучения грифоны, проявившиеся на начальном этапе Горно-Алтайских (Чуйских) землетрясений 2003 г.

К феноменальной особенности их проявления следует отнести внезапность фонтанирования сближенных групп грифонов, в целом контролируемых линейной формой распространения (реже в виде одиночных проявлений), и таким же быстрым исчезновением этих водных струй по тем же каналам, которые появились при излияниях. Очевидно, что вероятными причинами этого послужили: возникновение тектонических трещин в рыхлом чехле долины р. Чуя; наличие здесь в подмерзлотных осадках напорных вод, активизированных сейсмопроцессом; деструкционные геодеоформационные волновые процессы, нарушившие сорбированность газовой-водной флюидной фазы. Внезапность исчезновения («слива») через грифонные каналы воды сложно объяснить без привлечения факторов мгновенной деструктуризации обстановки, вероятно в связи с новыми сейсмоударами.

Как известно, прочность грунтов при прохождении упругой волны может снижаться в несколько раз, а некоторые водонасыщенные грунты могут и разжижаться при достаточно сильном сейсмическом воздействии, причем в этом случае вода стремиться отжаться. Происходят выбросы разжиженного грунта на поверхность (в том числе с образованием песчаных кратеров) [7]. Ориентировочный объем водных масс, принимавших участие в бельтирских событиях, может быть оценен примерно в 1000 м^3 .

В некоторых случаях, прямо по простираанию этих трещин образованы кулисы своеобразных конусных воронок глубиной до 1,0-1,5 м и диаметром не более 1,5 м (рис. 4), по которым, во время землетрясения и в первый день после него, происходил выброс глинистого тонкодисперсного материала и теплой воды, выдавленных из бугров пучения. В процессе функционирования, эти грязевые «вулканчики» отложили сравнительно большое (мощностью более 60 см) количество глинистого материала, а после прекращения излияния начался обратный процесс - «всасывания» глинистого материала с последующим образованием на их месте правильных округлых отрицательных микроформ диаметром до 50-70 см.

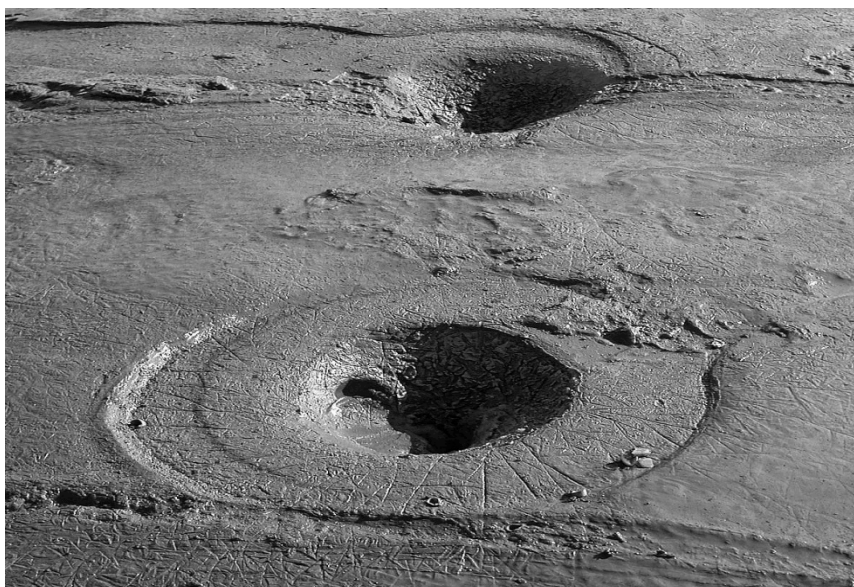


Рис. 4. Воронки всасывания, образованные после грязевых излияний из бугров пучения в с. Бельтир.

Подобные бугры пучения изучались нами ранее в с. Тебелер (Барышников Г.Я., 1988). В результате виброэффектов, сопровождающих землетрясение, происходит уплотнение осадков, особенно разнородных и водонасыщенных. К сфере «неявных знаний» можно отнести, в частности, совпадение во времени некоторых изменений в поведении наземных потоков, в том числе в достаточно удаленных от сейсмоплейстовой зоны Горно-Алтайских (Чуйских) событий.

В результате прошедшего сильнейшего землетрясения человеческих жертв не было, но разрушение ветхого жилья было повсеместным (рис. 5, 6).

Из атмосферных явлений, сопровождающих зоны землетрясений, отмечались пылевые эмиссии, которые очень эффектно сопровождали Гоби-Алтайские события, но едва проявились при Горно-Алтайских (Чуйских); некоторая мозаичность воздушных потоков, а, по представлениям отдельных исследователей, иногда и специфическая облачность. Нами подобных событий не было зафиксировано, но полностью исключить их нельзя. В этом отношении заслуживают внимания предчувствия южноамериканских аборигенов, что вслед за землетрясениями приходят долгожданные дожди. Есть мнение и о противоположной последовательности событий: сама изменчивость атмосферной циркуляции может стать причиной землетрясений [6].



Рис. 5. Разрушенная школа в с. Бельтир после землетрясения 2003 г.



Рис. 6. Жилое строение в с. Бельтир после землетрясения 2003 г

В связи с этим, весьма любопытными представляются высказывания Л.И. Морозовой [12] о связи литосферных процессов с атмосферными. Проведенный ею ретроспективный анализ прошедших сильных землетрясений на полуострове Камчатка и острове Хонсю показал, что за несколько часов – первых суток до толчка в регионе будущего эпицентра появляется большое количество линейных облачных аномалий над разломами. Подобные аномалии были зафиксированы и в районе Северо-Чуйского хребта 10 октября 2003 г. около 15 часов по местному времени, как раз накануне последующей 15 октября активизации землетрясений. Эти аномалии выглядели в виде «слоеного пирога» (рис. 7) по направлению, совпадающему с направлением субширотного разлома по которому и происходили эти события.



Рис. 7. Облачная линейная аномалия (снимок сделан М.Г. Суховой из пос. Курай в сторону с. Бельтир 10 октября 2003 г. во второй половине дня за 5 дней до второго сильного подземного толчка).

Таким образом, первые сведения о влиянии катастрофического Горно-Алтайского (Чуйского) землетрясения на рельеф земной поверхности эпицентральной части, свидетельствуют о грандиозности проявления рельефообразующих процессов и потому Горный Алтай и прилегающие к нему территории требуют дальнейшего площадного изучения, поскольку нам не известно, как поведут себя многочисленные ледники при таянии в весенне-летние периоды, в связи с нарушением их монолитности и устойчивости, насколько устойчивыми окажутся склоны и другие формы рельефа.

В конце мая – начале июня 2014 г. в Алтайском регионе произошло не менее значительное стихийное бедствие, связанное с наводнением в Горном Алтае, когда только в Алтайском крае было затоплено свыше 1,5 тыс. жилых домов (рис. 8) в сельских районах. Были разрушены сотни дамб (рис. 9) и мостовых переходов. Имелись человеческие жертвы.



Рис. 8. Наводнение в Горном Алтае 31 мая 2014 г. (фото Д. Чурилина). Сайт журнала о бизнесе «Капиталист».

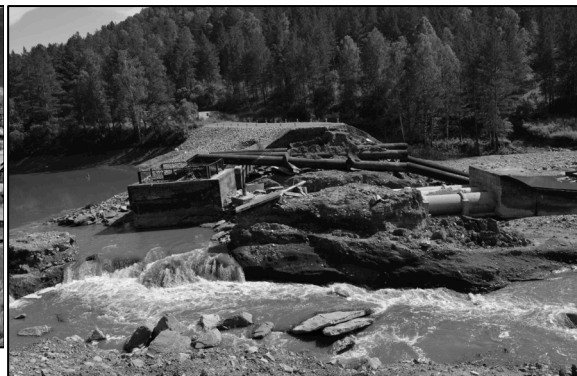


Рис. 9. Разрушенная дамба во время паводка 2014 г.

Таким образом, территория Горного Алтая во все времена подвергалась воздействию катастрофических процессов и стихийным бедствиям. Изучение последствий от этих событий в значительной степени поможет разработать алгоритм поведения местного населения и решать социальные задачи с учетом таких последствий.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-РГО (грант № 13-05-41070-РГО-а).

Литература

1. Барышников Г.Я. Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 1992. – 182 с.
2. Барышников Г.Я., Лузгин Б.Н., Имаев В.С., Осьмушкин В.С. Геоморфологические последствия от катастрофического Южнорусскоалтайского землетрясения 27 сентября 2003 года в Горном Алтае // Геоморфология. № 3, 2004. С. 13-22.
3. Барышников Г.Я. Рельеф переходных зон горных стран. – Барнаул: Изд-во Алтайского гос. ун-та, 2012. – 499 с.
4. Барышников Г.Я., Лузгин Б.Н., Никифоров К.Е. Природные условия формирования современных экстремальных явления и процессов на горных реках Алтая // Известия Алтайского госун-та, 2014. № 3/2. С. 111-116.
5. Барышников Г.Я., Малолетко А.М. Археологические памятники Алтая глазами геологов. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та. Ч. 1, 1997. – 164 с. Ч. 2, 1998. – 279 с.
6. Боков В.Н. Изменчивость атмосферной циркуляции - инициатор сильных землетрясений // Известия РГ. Вып. 6, 2003. С. 54-65.
7. Воскресенский Е.А. Динамические свойства грунтов и их учет при анализе вибраций фундаментов разного типа // Геоэкология. 1993. № 5. С. 37-65.
8. Герасимов И.П., Звонкова Т.В. Стихийные бедствия на территории СССР: изучение, контроль и оповещение / Стихийные бедствия: изучение и методы борьбы. – М.: Прогресс, 1978. С. 349-365.
9. Гоби-Алтайское землетрясение. Под ред. Н.А. Флоренсова, В.П. Солоненко. М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 389 с.
10. Имаев В.С., Барышников Г.Я., Лузгин Б.Н., Осьмушкин В.С., Имаева Л.П., Барышникова О.Н. Архитектура сейсмоопасных зон Алтая. – Барнаул: Изд-во Алтайского госун-та, 2007. – 234 с.
11. Малолетко А.М. Некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Верхнего Приобья в свете абсолютных датировок / Хронология ледникового века. – Л., 1971. С. 113-118.
12. Морозова Л.И. Отражение сейсмичности полуострова Камчатка и острова Хонсю в динамике облачных аномалий на космических снимках Земли // Исследование Земли из космоса, 2003. № 4. С. 78-83.
13. Малолетко А.М., Сеньков Б.А., Чеха В.П. Происхождение Айского озера // Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса. – Бийск, 1970. – Ч. 1. С. 43-47.
14. Окишев П.А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск: Изд-во ТГУ. 1982. – 210 с.

15. Окишев П.А., Бородавко П.С. Реконструкция «флювиальных катастроф» в горах Южной Сибири и их параметры // Вест. ТГУ. 2001. № 274. С. 3-12.
16. Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Платонова С.Г., Чичагов В.П., Чичагова О.А. Следы сильных землетрясений прошлого в рельефе Горного Алтая // Геоморфология, 1999. № 1. С. 82-95.
17. Рудаков В.П., Войтов Г.И. О вибросочувствительности радиоактивных эманаций в пористых средах // Наведенная сейсмичность. Под ред. А.В. Николаева, И.Н. Галкина. М.: Наука. 1994. С. 128-137.
18. Рудой А.Н. Режим и рельефообразующая деятельность ледниково-подпрудных озер межгорных котловин / Процессы формирования рельефа Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. С. 77-80.
19. Севастьянов В.В. Климат высокогорных районов Алтая и Саян. - Томск, 1998. – 202 с.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ БЕЗОПАСНОСТЬ РОССИИ

Болысов С.И., Бредихин А.В., Еременко Е.А.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
eremenkoeaig@gmail.com*

Оценка безопасности природопользования с точки зрения воздействия природных процессов относится к приоритетным задачам естественных наук, возникшим в ходе развития человеческого общества на индустриальном и постиндустриальном этапах. С позиций системного подхода с элементами SWOT-анализа под **безопасностью** следует понимать такое *состояние сложной системы* (экономической, экологической, социальной, гидрологической, геоморфологической и др.), *когда действие внешних и внутренних факторов не приводит к ухудшению системы или к невозможности её функционирования и развития*. Степень безопасности системы определяется риском или вероятностью ущерба в результате воздействия природных, социальных или техногенных факторов на природные, социальные или техногенные объекты. Бесконфликтное природопользование реализуемо в условиях существования системы в поле приемлемого риска и является необходимой составляющей современного развития человеческого общества на пути к гармоничной ноосфере. Под геоморфологическим риском следует понимать вероятность ущерба от воздействия геоморфологических процессов для природной, социальной или техногенной среды. Под ущербом следует понимать негативные последствия действия геоморфологических процессов, в том числе – выраженные в единицах измерения затрат на восстановление, а также в количестве жертв и/или увечий. Степень геоморфологической безопасности территории определяется уровнем геоморфологического риска, т.е., в конечном итоге, вероятностью ущерба. Генетическое разнообразие и многофакторность развития геоморфологических процессов предопределяют практическую невозможность количественного учета полного комплекса условий и факторов при оценке геоморфологического риска. В этой связи возникает необходимость разработки методики комплексной оценки геоморфологической безопасности, которая позволит провести анализ с учетом наиболее полного перечня

условий и факторов, определяющих риск и характеризующихся разной степенью изученности и значимости.

Оценка геоморфологической безопасности территории (ГБТ) – актуальная задача, решение которой на этапе стратегического планирования хозяйства позволит в будущем избежать и/или минимизировать ущерб от чрезвычайных ситуаций различной природы. Эта процедура должна проводиться специалистами-геоморфологами, в то время как ее результаты необходимо представлять в форме, удобной для дальнейшего анализа и понятной широкому кругу потребителей – от местных органов самоуправления и частных предпринимателей до крупных проектных организаций и министерств. В этой связи, наиболее рациональным способом передачи информации о территории является комплексный показатель, позволяющий, в том числе, ранжировать регионы между собой, проводить сравнение, оценивать риски на качественном уровне. Кроме того, сама внутренняя структура комплексного показателя при необходимости может являться предметом анализа. Во второй половине XX века методы комплексной оценки получили широкое развитие в рамках квалитметрии [1] и в настоящее время активно используются в географических науках, поскольку позволяют наглядно выразить свойства среды, определяемые комплексом разнообразных факторов и условий [2, 3, 4].

Интенсивность и направленность геоморфологических процессов, определяющие степень безопасности среды для природопользования, зависят от комплекса свойств рельефа территории (внутренних свойств геоморфологической системы), а также свойств обстановки рельефообразования (внешних свойств) – тектонических условий, геологического строения, ландшафтно-климатических условий и пр. [5]. Комплексный показатель геоморфологической безопасности территории (ГБТ) должен отражать относительную степень безопасности по каждому учитываемому показателю, в то время как их набор и количество определяются масштабом оценки и ее целевым назначением. В частности, комплексный показатель ГБТ может быть рассчитан на глобальном, региональном или локальном уровне, а также для каждого типа природопользования отдельно в зависимости от специфических требований, предъявляемых к природной среде.

Стратегическое планирование хозяйственной деятельности является важным приоритетом экономического развития России в XXI веке. Необходимость защиты населения и хозяйства от природных (в том числе, геоморфологических) угроз в условиях растущей ресурсной потребности и глобализации экономики способствует развитию методик превентивной оценки рисков в природопользовании. В конечном итоге, интенсивность и направленность процессов морфолитогенеза – это ключевые свойства среды, определяющие степень ее геоморфологической безопасности. Комплексная оценка геоморфологической безопасности России на федеральном уровне (мелкомасштабная оценка) необходима широкому кругу потребителей для более обоснованной и эффективной оценки экономических рисков, инвестиционного климата, прогнозирования чрезвычайных ситуаций и пр.

При расчете комплексного показателя ГБТ России необходимо было выбрать показатели свойств рельефа и обстановки рельефообразования, в разной степени независимых друг от друга и с достаточной полнотой определяющих спектр геоморфологических процессов, вероятность проявления которых определяет потенциальный ущерб для хозяйственной деятельности.

Среди свойств рельефа, оказывающих влияние на степень геоморфологической безопасности и отвечающих масштабу крупных регионов России, учитывались: средняя абсолютная высота местности (в метрах) и средняя глубина эрозионного расчленения (в метрах). Среди свойств обстановки при оценке на федеральном уровне использованы сейсмичность (в баллах шкалы MSK-64); литологический состав горных пород, залегающих с поверхности; коэффициент увлажнения (среднегодовое количество атмосферных осадков, деленное на испаряемость); наличие, распространенность и температура многолетнемерзлых грунтов; характер растительного покрова.

Для комплексного учета этих свойств необходимо, в первую очередь, их ранжирование, а далее – приведение к общей единице измерения. Ранжирование подразумевает выстраивание частных значений свойства в некую последовательность в порядке значимости при конкретной оценке. К примеру, ранжирование показателя глубины эрозионного расчленения (в метрах) с точки зрения геоморфологической безопасности территории заключается в выстраивании значений от наименьшего к наибольшему, что отражает общую тенденцию к снижению безопасности. Используемые показатели свойств рельефа и обстановки имеют различные единицы измерения, а некоторые и вовсе являются качественными характеристиками. При ранжировании таких показателей возникает необходимость в построении обоснованного ряда их значений, отображающего увеличение (или уменьшение) геоморфологических рисков. В частности, с точки зрения влияния на геоморфологическую безопасность территории лесная растительность обычно способствует ее повышению, а то время как полупустынная – снижению. Аналогичным образом могут быть ранжированы и прочие «неколичественные» показатели. Следующей ступенью в обработке частных показателей свойств рельефа и обстановки является их приведение к общей единице измерения – баллам. При этом для исключения неоправданного увеличения весомости отдельных факторов максимальное число баллов по разным показателям должно быть одинаковым (к примеру, шкала может быть пятибалльной, десятибалльной и др.). Определение общего максимального числа баллов – самостоятельная исследовательская задача, решение которой в рамках географических исследований осложняется пестротой и разной степенью изученности природных процессов, сложностью взаимосвязей между компонентами природных систем. При оценке геоморфологической безопасности России была использована четырех-балльная шкала оценки частных показателей.

Присвоению определенного числа баллов каждому показателю предшествует выделение одинакового числа диапазонов его изменения в пределах общего разброса значений, т.е. деление общей шкалы на диапазоны (в случае с показателями, выраженными численно) или выделение групп (в случае с «неколичественными» показателями). При этом в зависимости от целей оценки ГБТ группы и диапазоны могут быть сформированы по-разному. Один из возможных вариантов выбора и ранжирования показателей, а также выделения диапазонов предложен в рамках оценки ГБТ России (таблица 1), выполненной без учета типа природопользования и отражающей общие закономерности распределения полей геоморфологического риска.

Таблица 1. Пример балльной оценки показателей свойств рельефа и обстановки при расчете комплексного показателя геоморфологической безопасности

Природа свойства	Учитываемый показатель	Диапазоны изменения показателя	Присвоенные баллы
Свойства рельефа (внутренние свойства геоморфологической системы)	Средняя абсолютная высота местности	0 – 200 м	4
		200 – 500 м	3
		500 – 2500 м	2
		Более 2500 м, менее 0 м	1
	Средняя глубина эрозионного расчленения (средняя глубина вреза речных долин)	0 – 50 м	4
		50 – 500 м	3
		500 – 1000 м	2
		Более 1000 м	1
Свойства обстановки рельефообразования (внешние свойства геоморфологической системы)	Сейсмичность в баллах шкалы MSK-64	5 баллов и менее	4
		6-7 баллов	3
		8-9 баллов	2
		10 баллов и более	1
	Литологический состав горных пород, залегающих с поверхности	Коренные магматические и метаморфические слабыветрелые породы	4
		Коренные осадочные некарбонатные породы слабо и средневетрелые	3
		Рыхлые обломочные осадочные породы, сильноветрелые магматические, метаморфические и осадочные некарбонатные породы	2
		Рыхлые глинистые породы, карбонатные осадочные породы, органогенные породы, самосадочные соли	1
	Коэффициент увлажнения (по [6])	0,1-0,6	4
		0,6-1,2	3
		1,2-1,8	2
		менее 0,1; более 1,8	1
	Многолетняя мерзлота (наличие, распространение, температура на уровне нулевых годовых амплитуд)	Отсутствует	4
		с $T_{\text{ср}}$ ниже минус 5°C	3
		с $T_{\text{ср}}$ от минус 3 до минус 5°C	2
		с $T_{\text{ср}}$ от плюс 3 до минус 3°C	1
	Характер растительного покрова	Леса и лесостепи	4
		Степи и лесотундры	3
		Тундры, сухие степи, полупустыни	2
		Пустыни (в т.ч. высокогорные и арктические), болота	1

После определения числа значимых свойств систем, их ранжирования и присвоения баллов выделенным диапазонам для обоснованного расчета комплексного показателя ГБТ необходимо присвоить веса каждому выделенному показателю или ввести повышающие коэффициенты. Эта процедура необходима для выделения наиболее значимых свойств рельефа и обстановки из числа выбранных для оценки. Присвоение весов отдельным показателям может быть выполнено разными способами, в том числе

методом экспертного оценивания (методом Дельфи) [1, 7]. По результатам обработки материалов экспертной оценки весомости частных показателей, рассчитываются коэффициенты веса, присваиваемые каждому из показателей. Дальнейшая процедура расчета комплексного показателя геоморфологической безопасности основана на суммировании частных значений отдельных показателей, умноженных на их вес; осреднении в рамках каждой из выделенных двух групп и суммировании полученных двух значений [5]. Таким образом, для отдельного участка территории может быть получено числовое значение геоморфологической безопасности, что существенно расширяет возможности стратегического территориального планирования хозяйственной деятельности.

Важной задачей при оценке геоморфологической безопасности России стал выбор элементарной территориальной единицы при расчете комплексного показателя, т.е. размера и границ той минимальной ячейки местности, для которой будет выполнен расчет. В данном случае за основу территориального деления была принята схема геоморфологического районирования территории России, разработанная по морфоструктурному принципу и дополненная информацией о характере современного морфолитогенеза. Так, в пределах Восточно-Европейской равнины были выделены цокольные равнины и возвышенности Балтийского щита, в свою очередь, разделенные на цокольные возвышенности и мелкогорья, глыбовые цокольные возвышенности и низкогорья, цокольные низменные равнины. Таким образом, для каждого выделенного контура характерно единство морфоструктурного плана и высотный ярус, определяющий тип морфолитогенеза.

Для каждой территориальной единицы был выполнен расчет комплексного показателя геоморфологической безопасности. Установлено, в частности, что в пределах равнинной части России крайне низкие значения показателя ГБТ характерны для районов развития многолетнемерзлых грунтов (Ямальная, Надымская, Пур-Тазовская, Печорская низменности), районов со сравнительно высокой расчетной сейсмичностью (Центральнаякутская, Вилуйская низменности, Ставропольская возвышенность) и сравнительно высокими средними значениями глубины эрозионного расчленения (Тиманский, Донецкий кряжи). Высокими показателями ГБТ характеризуются пластовые равнины (Ишимская, Тобольско-Тавдинская, Вятско-Камская, Степной Крым и др.), аккумулятивные низменные равнины Предкавказья. При оценке горных территорий установлено, что наиболее низкие показатели характерны для районов современного и четвертичного вулканизма (вулканические горы Камчатки и Курильских островов), районов с высокой расчетной сейсмичностью (глыбовые горы и нагорья Центрального и Восточного Забайкалья, глыбово-складчатые высокогорья Большого Кавказа и др.).

Результаты выполненного расчета комплексного показателя ГБТ России на федеральном уровне могут быть использованы для обоснования стратегических проектных решений, ранжирования территорий с целью определения благоприятности инвестиционного климата и пр. Установленные закономерности изменения показателя ГБТ отражают в общих чертах интенсивность современных процессов морфолитогенеза и степень геоморфологического риска, удобны для восприятия неспециалистами и понятны потребителям геоморфологической информации.

Литература

1. *Азгальдов Г.В., Райхман Э.П.* О квалитметрии. Издательство стандартов. Москва. 1973. 172 с.
2. *Битюкова В.Р.* Эволюция региональной структуры экологической ситуации в Рос-сии 1990-2008 гг. Часть 1. Методика комплексной оценки экологической ситуации // Эко-логия и промышленность России. 2010. № 9. С. 2-9.
3. *Битюкова В.Р., Кириллов П.Л.* Методы комплексной оценки региональных разли-чий экологической напряженности в России // Региональные исследования. 2011. № 1. С. 56-69.
4. *Панин А.Н., Тикунов В.С., Фурицик М.А.* Геоинформационное обеспечение туризма в России: Подходы, методы, технология. Диалог культу АНО Диалог культур М, 2014. 80 с.
5. *Болысов С.И., Бредихин А.В., Еременко Е.А.* Основы концепции геоморфологической безопасности / Материалы XXXIV Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Волгоград, 2014. 5 с.
6. *Исаченко А.Г.* Ландшафты СССР. Ленинград, Изд-во ЛГУ, 1985. 320 с.
7. *Ковалев В.В., Волкова А.Н.* Анализ хозяйственной деятельности предприятия. М.: ТК Велби, 2002. 424 с.

РОЛЬ СТРУКТУРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ ПРИ ОЦЕНКЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ КЫРГЫЗСКОЙ РЕСПУБЛИКИ)

Корженков А.М.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, korzhenkov@ifz.ru

Структурная геоморфология является надежным инструментом для выявления активных структур в земной коре: как складчатых, так и дисъюнктивных. Среди ярчайших представителей Советской и Российской науки в этом направлении назовем лишь три фамилии: ленинградец (петербуржец) С.С. Шульц [10, 11], «таджик»-«киргиз» О.К. Чедия [8, 9] и москвич В.И. Макаров [7]. Важно отметить, что главные научные выводы этих блестящих исследователей были получены в результате их полевых исследований в Киргизии – в горах Тянь-Шаня. Любопытно, что и книга знаменитых американских ученых Д. Бурбанка и Р. Андерсона «Tectonic Geomorphology» [12] выдержавшая уже несколько изданий, также базируется в значительной степени на описании морфоструктурных особенностей Тянь-Шаньских гор.

Морфоструктуры по меткому и краткому определению проф. О.К. Чедия [9] – это тектонические структуры земной коры, выраженные в рельефе. Именно поэтому структурно-геоморфологические исследования являются основой и первым этапом в палеосейсмологических исследований региона, нацеленных на оценку сейсмической опасности. Опытный геоморфолог легко различает формы рельефа - сейсмодислокации, образовавшиеся во время сильных древних землетрясений: сейсмоуступы – выходы сейсмических очагов сильных землетрясений на поверхность, грабены в приводораздельных частях горных отрогов и значительные оползневые массы, сходящие с горных склонов во время интенсивных колебаний земной поверхности.

При оценке сейсмической опасности принимают участие две группы ученых: специалисты, использующие инструментальные методы изучения земной коры, и геологи-тектонисты. Каждая группа считает «свои» методы исследований «главными» и, поэтому, рисовка сейсмогенерирующих зон на карте и их балльность в значительной мере зависели от «победы» той или другой группы. В Киргизии до последнего времени побеждали «инструментальщики» – сейсмологи и геофизики, которые, указывали, что по данным существующей сети сейсмических станций, а также скудным историческим материалам, охватывающим лишь полтора века – со времени вхождения этой части мира в Российскую империю, сильные землетрясения фиксировались лишь на северной и южной границах Тянь-Шаньского орогена. Внутренние же его области являются малосейсмичными, так как там за период инструментальных наблюдений значительных землетрясений отмечено не было. Доводы тектонистов [например, 6], что в Центральном Тянь-Шане имеются палеосейсмодислокации таких же типов и размеров, как и те, образовавшиеся при сильнейшем Кебинском землетрясении 1911 г. ($M_s \sim 8$, $I_0 = \text{X-XI}$ баллов) в Северном Тянь-Шане, во внимание не принимались.

«Гром грянул» в 1992 г., когда по северному подножью Суусамырского хребта, расположенного к югу от Киргизского хребта, произошло сильное одноименное землетрясение. Его магнитуда составила $M_s = 7.3$, интенсивность сейсмических колебаний по шкале МСК-64 – $I_0 = \text{IX-X}$ баллов. На существовавшей тогда карте сейсмического районирования Киргизской ССР 1977 г. пораженная сильным землетрясением территория была показана как VII-VIII-балльная [3].

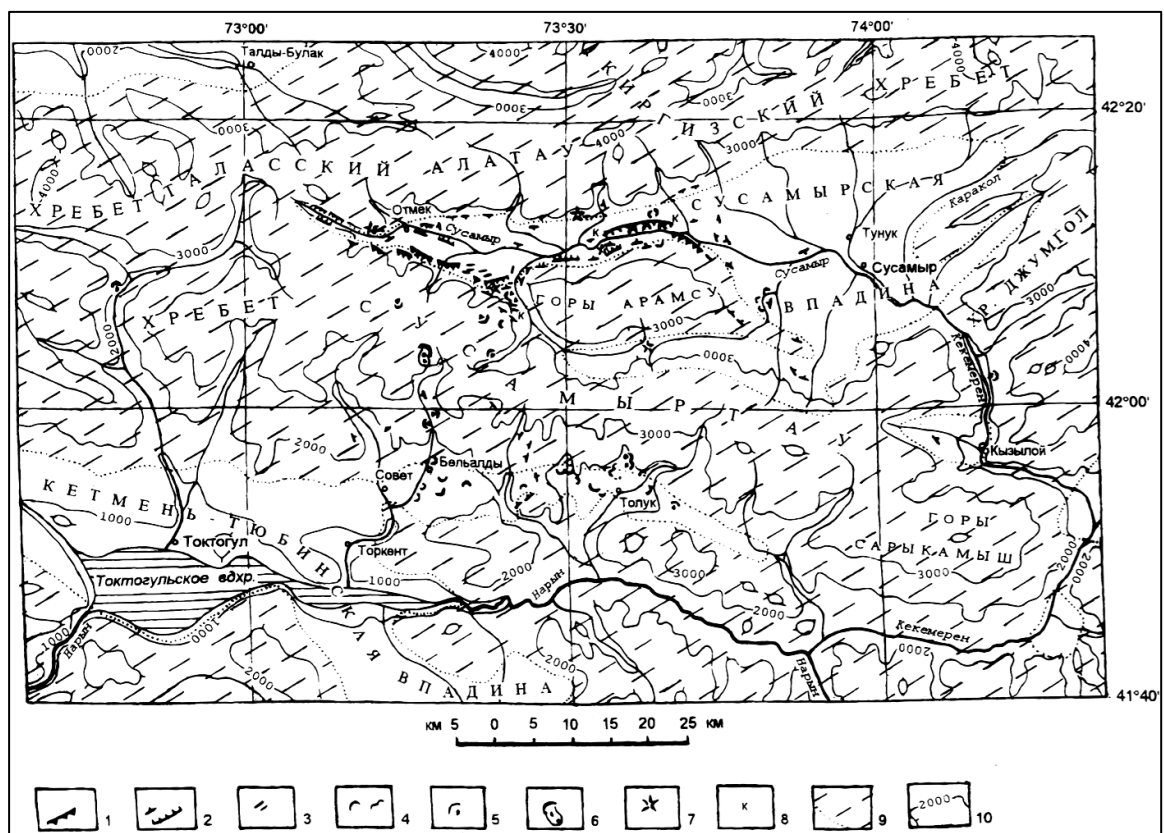


Рис. 1. Карта распространения сейсмодислокаций Суусамырского землетрясения (по Богачкину и др., 1997): 1 – сеймотектонические взбросо-сдвиги (зубцы по направлению падения плоскости сместителя); 2 – сейсмогравитационные трещины отрыва и отседания склонов (штрихи по направлению отседания); 3 – сеймовибрационные трещины; 4 – оползни; 5 – обвалы; 6 – каменные лавины; 7 – грязевые выбросы

(гидроудары); 8 – выбросы и смещения камней и крупных глыб на субгоризонтальной поверхности; 9 – области развития камнепадов; 10 – изогипсы.

Землетрясение вызвало значительные изменения в рельефе как на склонах Суусамырского хребта, так и на территории внутригорных впадин, расположенных к северу и к югу от него [2; 16, 5 и др.]. Так как эпицентральная зона землетрясения располагалась в малонаселенной области, количество жертв для такого сейсмического события было сравнительно небольшим – около 50 человек. Тем не менее, были полностью разрушены десятки домов, сотни строений сильно повреждены. Сильно поврежденной также оказалась стратегическая дорога «Бишкек-Ош», соединяющая юг и север Кыргызстана и значительная часть которой попала в область максимального сейсмического поражения. Ущерб, нанесенный молодой республике, только что получившей независимость, составил 150 млн. долларов.

Уроки Суусамырского землетрясения заставили местных сейсмологов срочно переделывать карту сейсмического районирования республики. Надлежащую оценку сейсмической опасности получили территории одноименного хребта, а также прилежащих впадин, была значительно повышена балльность сейсмогенных зон Центрального Тянь-Шаня [4]. Теперь «победа» при построении карты сейсмического районирования республики оказалась на стороне местных тектонистов, использовавших в своей работе, прежде всего, методы структурной геоморфологии.

После распада СССР, бывшая приграничная советская республика стала открытой областью для иностранных исследовательских групп, изучавших геоморфологию, активную тектонику и палеосейсмичность Тянь-Шаня [например, 12, 13, 17 и др.]. Продолжали трудиться в этом направлении и местные специалисты [14, 15; 5 и др.]. И эти ученые также начинали свою работу как структурные геоморфологи, выявляя активные разломы и связанные с ними следы древних землетрясений. Полученные за последние 15 лет данные послужили основой для усовершенствования Карты сейсмического районирования Кыргызской Республики. Ее новый вариант был опубликован в 2012 г. [1]. Тем не менее, и эта карта не лишена недостатков. Так, например, на ней имеет место недооценка сейсмической опасности для южной части Иссык-Кульской котловины. Об этом пойдет речь позднее: в моем следующем – секционном докладе на этой же конференции.

Работа выполнена при финансовой поддержке Международного научно-технического центра (грант КР-2011) и Российского фонда фундаментальных исследований (грант 13-05-91168-ГФЕН_а).

Литература

1. *Абдрахматов К.Е., Джанузаков К.Д., Фролова А.Г., Погребной В.Н.* Карта сейсмического районирования территории Кыргызской Республики (Объяснительная записка). Бишкек, Изд-во Илим, 2012, 51 с.
2. *Богачкин Б.М., Корженков А.М., Мамыров Э., Нечаев Ю.В., Омуралиев М., Петросян А.Е., Плетнев К.Г., Рогожин Е.А., Чаримов Т.А.* Структура очага Суусамырского 1992 года землетрясения на основе анализа его геологических и сейсмологических проявлений // Изв. РАН. Физика Земли. – 1997. – № 11. – С. 3–18.
3. *Джанузаков К.Д., Ильясов Б.И., Кнауф В.И., Королев В.Г., Христов Е.В., Чедия О.К.* Сейсмическое районирование Киргизской ССР. – Фрунзе: Илим, 1977. – 56 с.

4. Джанузаков К., Чедия О.К., Абдрахматов К.Е., Турдукулов А. Карта сейсмического районирования территории Кыргызской Республики. Масштаб 1:1 000 000. Гос. агентство по геодезии и картографии при правительстве Кыргызской Республики. – Бишкек, 1996.
5. Корженков А.М. Сейсмогеология Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 2006, 290 с.
6. Корженков А.М., Чедия О.К. Новейшая структура и сейсмодислокации Тюлекской и Каракуджурской впадин (Тянь-Шань) // Изв. АН Кирг. ССР. – 1986. – № 5. – С. 26–33.
7. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. – М., Наука, 1977. – 172 с.
8. Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 2: Новейшая тектоника и палеогеография. – Фрунзе: Илим, 1972.
9. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1986. – 316 с.
10. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.-Л.: Географгиз. 1948
11. Шульц С.С. Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979
12. Burbank D.W., Andeson R.S. Tectonic Geomorphology. Malden: Blackwell Science Press, 2001, 274 p.
13. Burgette R.J. 2008. Uplift in response to tectonic convergence: The Kyrgyz Tien Shan and Cascadia subduction zone. Ph.D. Thesis. University of Oregon, 242 p.
14. Chediya O.K., Abdrakhmatov K.E., Korzhenkov A.M., Lemzin I.N. Seismotectonic position of the Balasogun, north Tien Shan earthquake of the 15th century // Journal of Earthquake Prediction Research. – 1988. – V. 7. – P. 289–299.
15. Chediya O.K., Abdrakhmatov K.E., Lemzin I. N., Mihel G., and Mikhaylev V. Issyk-Ata, Northern Tien Shan fault in the Holocene // Journal of Earthquake Prediction Research. – 2000. – Vol. 8. – P. 379–386.
16. Ghose S., Mellors R.J., Korzenkov A.M., Hamburger M.W., Pavlis T.L., Pavlis G.L., Omuraliev M., Mamyrov E., Muraliev A.R. The M_S = 7.3 1992 Suusamy, Kyrgyzstan, earthquake in the Tien-Shan : 2. Aftershock Focal Mechanisms and Surface Deformation // Bull. Seism. Soc. Amer. – 1997. – Vol. 87. – P. 23–38.
17. Selander J. Inherited strike-slip faults as an origin for basement-cored uplifts: example of the Kungey and Zailiskey ranges, northern Tien Shan. M.S. Thesis, University of North Carolina, Chapel Hill, 2008, 73 p.

УГРОЗЫ ЭОЛОВЫХ КАТАСТРОФ

Чичагов В.П.

Институт географии РАН, chichagov@mail.ru

Наш замечательный университетский учитель геоморфологии, выдающийся российский геоморфолог проф. И.С. Щукин в третьем томе «Общей геоморфологии» впервые в отечественной научной литературе обстоятельно рассмотрел основные особенности и закономерности проявления эоловых процессов, показал их необычайно

контрастную динамику, их непредсказуемость и опасность проявления [1]. Наряду с ним многие отечественные ученые-эолисты разрабатывали намеченные им научные направления, например, его ученица и последовательница Л.Б. Аристархова [2]. Д.В. Наливкин посвятил анализу эолового процесса известную фундаментальную монографию [3]. Н.В. Шебалин в скромной брошюре 1985 г. «Основные закономерности природных катастроф» выдвинул предложение о новом научном направлении – *дизастерологии* – науке о катастрофах в природе, привел количественные данные об огромных потерях от проявлений ураганов и смерчей [4]. Полученные в последние годы материалы позволяют судить о том, что влияние эолового процесса на современную естественно-антропогенную природу и сферу конкретного антропогенного воздействия более широко и может быть чревато непредсказуемыми, еще большими потерями. В предлагаемой работе содержится попытка рассмотреть более разнообразные катастрофические, связанные с деятельностью ветра процессы, создающие реальную угрозу природе и хозяйству нашей страны. Цель работы – привлечь внимание молодых геоморфологов к этим вопросам.

Эоловый процесс характеризуется всюдностью – термин В.И. Вернадского, т.е. проявляется повсеместно на Земле. Его главный агент – деятельность ветра возникла одновременно с вращением первичной ячейки Земли и стала рельефообразующей в современном понимании с образованием атмосферы. В истории нашей планеты это наиболее древний, не прекращавшийся и устойчиво развивающийся процесс. В настоящее время можно сулить о том, что он развивался, неравномерно пульсируя, причем пульсации в эволюции планеты были разного ранга от миллионов и сотен тысяч до нескольких десятков лет. Будучи интразональным процессом, он проявляется во всех природных зонах Земли, однако, рельеф современных песчаных пустынь в основном молодой, большинство из них наследуют холодные приледниковые пустыни с возрастом 20-16 тыс. л.н. Проявления эолового процесса в общем (в целях предлагаемого обсуждения) можно грубо разделить на два типа: в областях развития песчаных отложений и на остальные. Песчаный материал крупных пустынь и массивов обладает поразительной способностью чрезвычайно разнообразно формировать эоловый рельеф, который наиболее наглядно и повсеместно создает возможность судить о силе, направленности и эволюции эолового процесса, может служить их моделью. Песчаный эоловый рельеф, казалось бы, изучен на территории нашей страны достаточной хорошо и все же его гораздо больше, чем мы привыкли считать. Он продолжает формироваться дефляцией круглый год: и в зимнее время, и местами во влажные периоды года, в условиях значительного обводнения. Наряду с сухими и жаркими, типичными пустынями интенсивно формируются холодные пустыни. К началу эпохи массового освоения российских северных месторождений нефти и газа песчаный рельеф занимал скромные площади на Алеутских островах, в южной части Дальнего Востока, в Центральной Якутии, на юге Забайкалья, Западной Сибири и создавал мозаику многих массивов на территории Русской равнины. Во все времена (кроме ледниковых эпох) песчаный эоловый рельеф формировался на морских побережья Арктики, Балтийского, Черного, Каспийского, Азовского и Аральского морей. Эоловые осадки выстилали дно многих из перечисленных морей и закартированы в Азовском море. В современных условиях интенсивного освоения арктических побережий, огромных таежных территорий Восточно-Европейской, Западно- и Восточно-Сибирских, частично дальневосточных равнин прежде всего сводится лесной покров, обнажаются материнские породы и

входящие в них пески начинают развеваться и со временем занимают все более значительные площади. Т.о. на первый план в проявлениях эолового процесса выходят антропогенный и литологический признаки. За прошедшие десятилетия с начала массового освоения углеводородов площади эолового песчаного рельефа на территории России значительно увеличились и продолжают расти. О высоких скоростях развития эолового песчаного рельефа свидетельствуют данные о быстрых песчаных заносах в Западной Европе. Во французских Ландах после сведения лесов пески на протяжении нескольких лет засыпали ряд населенных пунктов, причем, в одном из них на поверхности песков остался только крест церкви [5]. Аналогичные последствия в тех же краях описал Ж. Жубер в книге «Человек среди песков», изданной на русском языке в 1979 г. [6]. Еще более серьезные эоловые катастрофы происходили в древности. Имевшая опыт войн в песчаных пустынях пятидесяти тысячная армия Камбиза в 523 г. до н.э. была нацело погребена эоловыми песками во время песчаной бури в Ливийской пустыне. Высокой подвижностью обладает и создаваемый во взаимодействии с формированием песчаного дефляционный рельеф. Так, огромные территории Южной Америки в последнюю ледниковую эпоху - 20-16 тыс. л.н. были покрыты многочисленными крупными дефляционными котловинами; скорее всего большой массив ярдангов на юго-восточной оконечности пустыни Лут в Иране был создан в то же время. Эоловый процесс в речных долинах, в поймах, на террасах и на побережьях крупных водохранилищ также протекает чрезвычайно интенсивно [7].

Рельеф территории Западно-Сибирской равнины и Центральной Якутии – тукуланы - формируется под воздействием эолового процесса [8]. При участии последнего наряду с песчаными пустынями и массивами интенсивно развивается рельеф глинистых и соляных пустынь. Общим для пустынь всех типов является постоянный значительный вынос частиц пыли, которые осаждаются на огромных, в том числе и удаленных территориях. Наконец, распаханые без учета резкой и незамедлительной активизации эолового процесса значительные территории Пыльной Чаши США и целинных земель Советского Союза в XX в. потеряли колоссальное количество гумуса. Следующий пример – всем известный Арал с его массивированным выносом солей. Массовый вынос легкого материала постепенно изменяет состав почв значительных территорий и со временем может привести к их (почв) существенному изменению и другим негативным последствиям.

Приведенные данные о современном проявлении - усилении эолового процесса в условиях в целом гумидной России вызывают обеспокоенность о судьбе ее природы в современную эпоху и в будущем. Выше были рассмотрены примеры изменения песчаного рельефа, но одновременно под действием ветров значительно изменяется рельеф, лишенный песков. На севере Восточной Сибири и Дальнего Востока эоловый процесс протекает не менее интенсивно, но в других формах. Здесь постоянно неистовствуют ураганы, смерчи, сильные зимние ветры, производя значительную работу по дефляции - разрушению скального и аккумулятивного рельефа, нарушают растительный покров, выворачивают, например, деревья, временами создают заторы на реках и многое другое. Долины крупных рек превращены в широкие каналы мощной линейной дефляции. Эоловый процесс повсеместно и энергично проявляется (но, к сожалению, еще недостаточно изучен) во всех горных сооружениях, с ним здесь связаны мощная дефляция, приводящая к самым разнообразным геоморфологическим последствиям. Пояс

предгорий изобилует созданными при участии эолового процесса островными горами, педиментами, холмистым рельефом, бедлендом. Получены новые данные о создании в их пределах весьма специфического дефляционного рельефа предельно разрушенных останцов, реже островных гор и холмов, насквозь продутых сильными ветрами. Эти формы представляют ныне своеобразные скелеты исходных форм, их своеобразные «тени» и при этом весьма устойчивы к аридной денудации [9]. В пределах аридных предгорий Средней Азии установлен круговорот эолового мелкозема и подсчитаны объемы на его восходящей ветви – 0.1×10^9 и на нисходящей – 0.6×10^7 т/год [10]. Интересен новый вопрос о памяти эолового рельефообразования [11]. Его разработку мы начинаем с двух аспектов – морфологического и вещественного. «Упакованный» мощными ветрами последней ледниковой эпохи песчаный рельеф в пределы крупных пологих впадин, он длительное время формируется по первичному, как бы заданному плану, формируя дюнные поля, сложные дюнные цепи и проч. В процессе постоянного перемещения песчаных частиц, они раскалываются, истираются и становятся мельче. Образующийся при этом пылеватый материал уносится за пределы песчаных пустынь. Со временем, по достижении некоторого критического рубежа пески пустынь приобретают сохраняющийся длительное время общий тип размерности – сортированности, окатанности.

Эоловый рельеф красив, привлекателен, но формирующий его процесс обманчив в своих основных проявлениях, он также имеет свою память, вспоминается аллея торнадо в Северной Америке. Его внешняя, обыденная спокойная деятельность временами сменяется мощными эоловыми катастрофами. Наиболее разрушительными из последних являются ядерные взрывы, взрывы типа события, получившего название «Тунгусский метеорит», а также результаты коврового бомбометания, полностью, но бессмысленно разрушившего во время Великой Отечественной войны такие крупные европейские города, как Гамбург и Дрезден. Наряду с этими катастрофами не меньшую опасность представляют постоянные длительные (вековые) перемещения эолового материала, которые со временем могут привести к не меньшим потерям в природной среде и сфере хозяйственной деятельности человека, т.е. и те, и другие создают реальные, серьезные угрозы. Наряду с природными последствиями катастроф они наносят огромный ущерб большинству объектов антропосферы.

Поскольку угрозы представляют конкретную опасность, предложение Н.В. Шебалина о введении в практику научных исследований в рамках нового направления *дизастерологии* или другого, сходного типа, представляется своевременным.

Выше рассматривались вопросы современной эволюции песчаного эолового рельефа. Добавим, что отдельные песчаные массивы в гумидных областях издавна используются в качестве интересного и популярного туристического объекта, например, известная в Европе Блендовская пустыня [12]

В заключение возвратимся к вопросу о всеобщности эолового процесса. В.И. Вернадский справедливо писал о всеобщности воды в разных формах в природе и считал, что «нет природного тела, которое могло бы сравниться с ней (с водой – В.Ч.) по влиянию на ход основных, самых грандиозных геологических процессов» [13, с.162]. С его представлениями корреспондируется всеобщность ветровой деятельности, начавшейся с оформления первичного сгустка материи нашей планеты, с образования первичных толщ эоловых отложений и начального эолового рельефа. Эоловый процесс начался ранее

появления воды на Земле и проявлялся практически не прекращаясь. Именно всюдность эолового рельефообразования мы считаем первым законом аридной геоморфологии [14].

Литература

1. *Щукин И.С.* Общая геоморфология. Т.3. М.: Изд-во МГУ. 1974. 380с.
2. *Аристархова Л.Б.* Процессы аридного рельефообразования. М.: изд-во МГУ. 1971. 175с.
3. *Наливкин Д.В.* Ураганы, бури и смерчи. Географические особенности и геологическая деятельность. Л.: Наука. 1969. 487с.
4. *Шебалин Н.В.* Основные закономерности природных катастроф. М.: Знание. 1985. С.48.
5. *Цеплихаль А.* Горное познание Земного шара. Часть 1. Подземная география. М. Печатано в Горном училище. 1780 г. 252с.
6. *Жубер Ж.* Человек среди песков. М.: Прогресс. 1979. 169с.
7. *Маккавеев Н.И.* Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР. 1955. 348с.
8. *Куть А.А.* Эолово-мерзлотные образования (тукуланы) Центральной Якутии: строение, генезис, возраст, закономерности распространения. Автореф. дисс. на соик. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Якутск. 2015. 22с.
9. *Чичагов В.П.* Эоловый рельеф Восточной Монголии. М.: Ин-т географии РАН. 1999. 269 с.
10. *Алибеков Л.А.* Полоса жизни. Между горами и пустынями. М.: Наука. 1991. 156 с.
11. *Чичагов В.П.* Аридные антропогенные равнины. В кн.: Антропогенная геоморфология. Москва-Киев: Медиа-ПРЕСС. 2013. С. 105-119.
12. *Rahmonov O.* Relacje między roslinnoscia i gleba w inicjalnej fazie obszarach piaszczystych. Katowice: Wydawnictwo Uniwersytetu Slaskiego. 2007. 198p.
13. *Вернадский В.И.* История природных вод. Избр. соч. М.: Изд-во АН СССР. 1960. Т.IV. С.7-538.
14. *Чичагов В.П.* Законы аридной геоморфологии. В кн.: Экзогенные рельефообразующие процессы: результаты исследований в России и странах СНГ. 2014. Волгоград: Волгоградское научное изд-во. С. 182-194.

Секция 1

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И ПРОГНОЗ НЕБЛАГОПРИЯТНЫХ И ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПОЙМЕННО-РУСЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ПОСЛЕ ОТРАБОТКИ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

Аношкин А.В.

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН,
anoshkin_andrey@icarp.ru*

На сегодняшний день проблемы, связанные с восстановлением пойменно-русловых комплексов и долин рек в результате отработки россыпных месторождений полезных ископаемых, характерны для многих горнодобывающих регионов России, США, Канады, Австралии. Так, многие реки, главным образом малые, Восточной и Западной Сибири сильно изменены разработкой россыпных месторождений в руслах и на дне долин [2]. При разработке россыпных месторождений золота в Приохотье сильные преобразования испытывают русла и поймы рек. На значительном протяжении долин пойменно-русловый комплекс подвергается полному уничтожению, замещаясь хаотическими нагромождениями отвалов среди выемок и карьеров с исключительно сложной поверхностью [1]. Помимо трансформации естественных форм руслового рельефа и пойменных массивов, при отработке россыпей в горнодобывающих районах происходит значительное нарушение всей естественной среды долин рек с дальнейшей их деградацией.

В то же время измененные в результате горных работ долины рек, стремятся к восстановлению своего равновесного состояния во вновь сложившихся условиях. Знание механизмов формирования и восстановления природных комплексов долин рек после отработки россыпных месторождений позволит проектировать возможные смягчающие, реабилитационные мероприятия, а также учитывать положительные эффекты антропогенного воздействия.

Одним из старейших золотоносных районов Дальнего Востока является Амуро-Сутарский золотоносный район. Добыча золота здесь началась в 1889 году на приисках Сутаро-Биджанской системы, с 1893 года вступают в эксплуатацию системы левых притоков р. Амур. В этот период Амуро-Сутарский золотоносный район был одним из главных центров золотодобычи в Приморье.

Разработка россыпных месторождений золота в большей своей части проводилась и проводится в непосредственной близости и в самих руслах малых рек ручным, гидравлическим и дражным способами, поэтому пойменно-русловые комплексы долин рек подверглись значительным изменениям, в результате чего процессы развития водотоков коренным образом меняются.

В пределах рассматриваемого района выделяется три генетические группы россыпей: россыпи пойм; россыпи 1-й надпойменной террасы; россыпи древней речной сети. Первая группа наиболее распространена (около 90 % всех россыпей) и вместе с тем является наиболее отработанной. Террасовые россыпи не пользуются широким распространением. Они представлены исключительно россыпями первых надпойменных террас и приурочены к реке Сутара и ее притокам. Для россыпей древней речной сети характерно отсутствие прямой связи с современной речной сетью района, и они залегают на междуречьях.

Изучение форм рельефа пойменно-русловых комплексов антропогенно измененных рек проводятся нами с 2003 года, преимущественно в долине р. Сутара, на водотоках II-III порядков. Возраст отработки россыпных месторождений золота – в основном последние 40-50 лет.

В результате отработки золотоносных россыпей естественный рельеф пойменно-русловых комплексов и долин рек заменяется антропогенными формами: отвалами, расположенными хаотически, выровненными площадками с отстойниками и водоотводными каналами, траншеями различной величины и протяженности, эрозионными канавами. Масштабы изменения речных долин по протяженности от нескольких сотен метров до 10-11 км, в то время как средняя длина водотоков рассматриваемого района не превышает 10 км. Морфометрические характеристики антропогенных форм рельефа в целом одинаковы в пределах данной территории, что связано со схожестью условий и способов отработки россыпей.

Отвалы промытых пород расположены вдоль русел рек или в незначительном удалении от них или являются непосредственно береговыми откосами водотоков; в среднем имеют высоту от 2-3,5 до 6-7 м. Протяженность их различна: от нескольких десятков до сотен метров; местами они создают систему параллельных валов с незначительным перепадом высот. Отвалы не имеют четкой структуры расположения, это ведет как к вынужденным локальным изгибам русел рек, так и их коренной трансформации. Они сложены средне- и крупнозернистыми песками (до 70%), галечно-валунным материалом (до 25%), суглинками (до 5%). Отвалы большей своей частью однородны, в зависимости от давности горных работ развит тот или иной растительный покров.

От отвалов к бортам долин рек протягиваются полигоны, величина их зависит от объема проводимых горных работ. Обычно они вытянуты по долине, при средней ширине до сотни метров протяженность их достигает нескольких километров. В пределах полигонов расположены отстойники – карьеры от 10-20 до 150-200 м в поперечнике, водоотводные каналы, отвалы породы высотой до 4-6 м.

По периферии полигоны значительно изрезаны эрозионными рытвинами, канавами, которые имеют конусы выноса, сложенные плотным, тонкозернистым материалом. В наиболее крупных рытвинах формируются временные водотоки, питающиеся либо поверхностным стоком с территории полигона, либо через систему каналов и траншей водами карьеров и отстойников. Глубина таких эрозионных форм достигает 1,5-2 м, ширина водотока в среднем до 0,5-0,7 м, глубина до 0,5 м.

По периферии полигонов, ближе к бортам долин, отмечаются валы, сложенные вскрышными породами. По своему составу – торфяно-суглинистые с примесью мелко- и среднезернистого песка образования. Имеют сглаженные очертания, в отличие от отвалов

промытых пород достаточно широки, уже через 2-3 года значительно зарастают. Данные формы иногда являются берегами русел рек, сформировавшихся в результате перенаправления речного потока при горных работах.

Помимо непосредственного изменения естественного рельефа, в местах отработок россыпей отмечаются участки сплошного сведения лесов, прокладка насыпных дорог, строительство полигонов для техники и оборудования.

Таким образом, после отработки россыпей условия развития водотоков меняются либо в пределах локальных территорий, либо в бассейне в целом. Восстановление рельефа пойменно-руслowych комплексов происходит в результате размыва отвалов, бортов и территорий полигонов, валов вскрышных пород, переотложения материала, слагающего данные образования. В связи с крайней неравномерностью речного стока рек зоны муссонного климата в течение года развитие флювиальных форм рельефа имеет выраженный сезонный характер. Активное развитие эрозионных процессов приходится на вторую половину теплого периода года. В это время здесь выпадает до 75-80% осадков в виде дождей повышенной интенсивности (ливни) или длительности (обложные дожди), которые обуславливают значительные, но относительно кратковременные подъемы воды. Горный характер территории и расчлененность рельефа усиливают интенсивность эрозионных процессов, идущих в этот период года.

Проведенные нами исследования пойменно-руслowych комплексов, горные работы на которых были прекращены от 2-3 до 50 лет назад, позволяют предложить общую схему их восстановления, включающую четыре характерных этапа.

Первый этап – 1-2-й год после прекращения горных работ. Пойменно-руслowych комплексы представлены антропогенными формами – отвалами, расположенными хаотически, выровненными площадками, отстойниками, траншеями. Руслу водотоков выстланы грубообломочным, плохоекатанным материалом разной размерности, без четкой пространственной дифференциации. Отсутствуют устойчивые аккумулятивные формы, что говорит об отсутствии структуры транспорта наносов. Для прируслowych территорий характерно практически полное отсутствие растительных формаций.

Второй этап – первые десять лет после прекращения горных работ. Происходит интенсивный размыв русел рек в прирусловой части, идет активное формирование излучин (преимущественно вынужденных) и первичных форм руслового рельефа в их пределах. Русловые процессы идут по типу ограниченного меандрирования, при котором плановое смещение излучин ограничено склонами отвалов, промытых или вскрышных пород. Формируется первичная аллювиальная отмостка состоящая из крупно- и среднеобломочного плохоекатанного материала, приуроченная преимущественно к плесовым ложинам и центральным частям перекатов. По периферии русел рек распространена в основном крупная и средняя галька I-II класса окатанности. В процессе переработки отвалов, являющихся в большинстве случаев берегами рек, идет формирование первичных пойменных образований, не выдержанных по длине. На данных образованиях формируется сплошной травянистый покров, фрагментарно древесная растительность преимущественно вдоль русел рек.

Третий этап – 10-20 лет после прекращения горных работ. В прирусловой части русел рек идет интенсивное гравитационное оползание пород, слагающих отвалы, насыпи вскрышных пород, крутизна склонов уменьшается с 80-70° до 35-40°. Отмечается активный плоскостной смыв тонкозернистого материала импульсного характера, когда

периоды длительного его накопления перемежаются интенсивным выносом в период летне-осенних паводков. Во время подъемов воды идет восстановление естественных примыкающих к руслам территорий. Происходит накопление тонкозернистого материала (осаждение наносов), значительно меняется поверхность прирусловых территорий в результате размыва положительных форм рельефа антропогенного происхождения. Идет развитие ивовых зарослей вдоль русел рек со сплошным травянистым покровом. На поймах формируется молодой лиственный лес.

Четвертый этап – более 20 лет после прекращения горных работ. Формируются хорошо выраженные плесы и перекаты. Вырабатывается относительно устойчивый тип береговых откосов – пологий, прямой, сложенный крупно- и среднеобломочным слабо сцементированным материалом в приузерной части, в прибровочной он состоит из пород отвалов. В руслах рек формируется сплошная отмостка, состоящая из средней и мелкой гальки II–III класса окатанности. Поймы сложены грубозернистыми песками, щебнистым материалом, задернованы. На отвалах и в границах днища долин рек получает распространение лиственный лес с примесью кедра, березы плосколистной с мохово-лишайниковым покровом.

Восстановление водотоков после прекращения горных работ в пределах их русла, днища, долины в целом – чрезвычайно сложный процесс, обусловленный влиянием большого количества факторов природной среды. Изучение данных процессов позволяет определить возможности саморегуляции рек в результате антропогенного изменения среды, и уже в последующем разрабатывать меры по рекультивации и смягчению последствий горных работ.

Литература

1. *Махинова А.Ф., Махинов А.Н.* Особенности формирования русел и пойм на восстановленных участках рек в районах разработок россыпных месторождений в Приохотье // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей. М.: ИВП РАН, 1999. С. 4-16.
2. *Чалов Р.С.* Естественные и антропогенные изменения рек России за историческое время // Соросовский образовательный журнал. 2000. №1. С. 71-78.

МОРФОЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ СУБАРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ И ПРОБЛЕМЫ БЕРЕГОЗАЩИТЫ

Афанасьев В.В.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, vvasand@mail.ru

Присутствие на побережье северного и восточного Сахалина многолетнемерзлых пород, в том числе на лагунных пересыпях, наблюдаемая термоабразия, наличие береговых наледей вплоть до конца мая позволяет отнести эти берега к субарктическому типу. В качестве аргумента принадлежности береговой зоны к субарктическому типу можно привести также устойчивый ледовый покров прилегающей акватории и припай. Следует иметь в виду, что о. Сахалин расположен на одной долготе с азиатским полюсом холода, а Охотское море изначально называлось Студеным.

При проведении детальных морфолитодинамических работ для целей практического проектирования защиты линейных объектов большой протяженности от разрушения морем нами было отмечено, что в условиях однородного берегового уступа, при сравнимых параметрах пляжа (основной волногасящей структуры) и гидродинамического воздействия, наиболее интенсивный размыв происходит в ноябре – январе. В то время как волнение с максимальными параметрами наблюдается в сентябре – октябре. Общепринятая точка зрения относительно определяющей роли в усилении размыва параметров «зимнего» волнения в контексте данной работы нами не оспаривается. Не отрицается и некоторый вклад в указанную закономерность сезонных изменений уровня, определяемых, главным образом, барическими условиями. Однако уже на первом этапе исследования изменений волногасящих свойств пляжа при промерзании – оттаивании отложений в условиях воздействий открытого моря, при отрицательных среднесуточных температурах воздуха стало ясно, что указанный эффект вносит существенные корректировки в ход морфолитодинамических процессов береговой зоны.

Формирование устойчивых высоких береговых наледей и припая происходит примерно через 1,5-2 месяца после начала промерзания отложений пляжа и весь период «открытого моря» морфолитодинамические процессы весьма активны. В этот период на верхних уровнях берегового профиля, которые являются волногасящими для штормовых условий при максимальных приливах, происходит промерзание пляжевых отложений на глубину до 40-50 см и обусловленное этим ухудшение их волногасящих (главным образом дренажных и шероховатости) свойств. На побережьях арктических морей отмечалось, что величина оттаивания мерзлых пород за время штормового размыва составляет первые миллиметры.

Согласно нашим наблюдениям, растепляющее воздействие моря в период интенсивного гидродинамического события не успевает восстановить волногасящие свойства пляжа, и береговой уступ размывается, т.к. высота отметок заплеска увеличивается на 30-45 %. Расчеты показали, что высота наката для галечного откоса штормового вала составляет 2,21 м, для гладкого же, или ледяного откоса, она равна 5,67 м.

Выпадение и метелевое перераспределение снега по профилю пляжа существенно моделирует ситуацию. Теплофизические свойства снега играют значительную роль в сезонных изменениях морфолитодинамических свойств пляжевых отложений. Снежный покров высотой более одного метра в ветровой тени берегового уступа низких морских голоценовых террас мало того, что исключает промерзание отложений тыловой закраины пляжа и собственно берегового уступа, но и оказывает на них растепляющее воздействие. Снежный покров высотой более 0,40 м при наблюдаемом режиме температур воздуха исключает дальнейшее промерзание пляжевых отложений.

Формирование наледи на пляже в свою очередь приводит к изменениям берегового профиля в волноприбойной зоне. Из-за практически полной недоступности в этот период для прямых измерений, переформирование берегового профиля с пляжем, покрытым льдом было исследовано при помощи математического моделирования.

Модель показала, что наличие ледяного покрова приводит к размыву подводного склона на участке, примыкающем к пляжу. Таким образом перемещение материала на более низкие уровни берегового склона в этом случае связано не столько с параметрами

волнения, сколько с изменением распределения волновой энергии по береговому склону в результате изменения свойств береговых отложений.

Ранее нами были рассмотрены деформации подводного берегового склона приливо-отливными течениями под припайными льдами. Измеренные величины деформаций подводного рельефа на глубинах 5-9 метров достигали полутора метров.

Изменение волногасящих свойств пляжа при промерзании, является одним из наиболее существенных факторов рельефообразования на берегах приливных субарктических морей, усиливающих активность размыва берегов. Формирование наледей является причиной перемещения отложений на более низкие уровни берегового склона. Приливо-отливные течения под припайным льдом могут кардинально изменить подводный рельеф, особенно в зоне подводных береговых валов.

Учитывая вышеизложенное, мнение о прекращении активной морфолитодинамической фазы развития береговой зоны при переходе температур на среднесуточные минусовые отметки, положенное в основу соответствующего раздела Методических рекомендаций по составлению долгосрочных прогнозов экзогенных процессов в системе государственного мониторинга геологической среды, представляется нам ошибочным.

При проектировании свободных защитных пляжей и расчетах волновых нагрузок на волногасящие берегозащитные сооружения необходимо учитывать изменения параметров волнового воздействия при промерзании отложений верхних элементов берегового профиля.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ВКЛАДА ОВРАЖНО-БАЛОЧНЫХ СИСТЕМ В ЗАИЛЕНИЕ МАЛОГО ВОДОХРАНИЛИЩА НА УРБАНИЗИРОВАННОЙ ТЕРРИТОРИИ (НА ПРИМЕРЕ ЗНАМЕНСКОГО ПРУДА В Г. КУРСКЕ)

**Беляев В.Р.¹, Феоктистов А.М.¹, Шамшурина Е.Н.¹,
Голосов В.Н.^{1,2}, Кумани М.В.³**

¹*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
vladimir.r.belyaev@gmail.com,*

²*Институт экологии и географии Казанского федерального университета,*

³*Естественно-географический факультет Курского государственного
университета*

Урбанизация оказывает глубокое и разнонаправленное влияние на основные характеристики малых водосборов, особенно на повышение коэффициента стока, пиковые расходы воды и скорости распространения паводковых волн в результате широкомасштабного распространения построек и асфальтированных/бетонированных поверхностей с нулевой водопроницаемостью. Другим важнейшим влиянием урбанизации на гидрологический режим малых водосборов является значительное изменение естественного рельефа (срезка и выполаживание склонов, засыпка оврагов и малых долин) в сочетании с созданием сети бетонированных подземных водотоков – от ливневой канализации до перевода в подземный сток естественных водотоков. Особенности

перераспределения наносов в пределах малых урбанизированных водосборов в целом мало исследованы по сравнению с преимущественно аграрными или естественными. Еще менее изученной является ситуация, когда в течение нескольких десятилетий, а иногда и лет, происходит замещение ландшафта с элементами естественной растительности, сельскохозяйственными угодьями и сельскими поселениями полностью урбанизированной территорией.

Такая обстановка наблюдается в северной части г. Курска на водосборе пруда Знаменского (долина р. Кур) на левобережье (между долиной р. Кур и проспектом Победы). В то же время, для правобережья характерно преобладание индивидуальной застройки и замещение пашни другими типами землепользования. Площадь пересохшего к настоящему моменту пруда составляет (согласно полевому картированию береговой линии) $0,21 \text{ км}^2$, а площадь всего водосбора – $4,07 \text{ км}^2$. Характерной чертой водосбора являются четыре довольно крупные естественные овражно-балочные системы, по две с каждого борта долины, а также один довольно крупный овраг антропогенного происхождения (врезанный вдоль системы валов и канав наискосок по отношению к естественному падению склона) на левом борту. Площадь их составляет $\approx 0,5 \text{ км}^2$, или около 12% от всей площади водосбора. Малые эрозионные формы (МЭФ) дренируют около 80% площади водосбора, оставшиеся 20% приходится на нерасчлененные склоновые сегменты, сток с которых поступает непосредственно в днище долины. С обоих концов пруд отделен фильтрующими (без водосбросов) плотинами, конструкция которых обеспечивает задержание всех наносов. Время постройки пруда известно (1964 г.), случаев прорыва верхней и нижней плотин не зафиксировано. Таким образом, в отношении перераспределения рыхлого материала данный водосбор можно рассматривать в качестве замкнутой системы. В настоящее время пруд полностью заилен, вода появляется в нем только во время весеннего половодья. Основной целью данного исследования было определить динамику заиления пруда на основании микростратиграфии прудовой толщи, попытаться оценить вклад различных источников наносов (типов землепользования) и сопоставить эти данные с реконструированной по разновременным картам и космоснимкам историей изменения землепользования.

Детальные схемы землепользования для исследуемого водосбора удалось получить для трех периодов времени: 1) 1957 г. (когда собственно пруда еще не было и днище долины сохраняло относительно естественную морфологию) на основе государственной топографической карты масштаба 1:10000; 2) 2003 г. на основе космического снимка системы GeoEye от 3.10.2003; 3) 2012 г. на основе космического снимка системы GeoEye от 25.09.2012 г., данных кадастровой карты и собственных полевых наблюдений. Кроме того, имеется менее детальная информация о структуре землепользования на 1981 г. на основе государственной топографической карты масштаба 1:100000. По результатам анализа полученных схем землепользования и современного состояния водосбора Знаменского пруда, нами были выделены следующие основные типы: 1) пашни; 2) залежи (относительно недавно заброшенная пашня); 3) луга; 4) сады; 5) сады заброшенные и вырубленные; 6) леса; 7) малоэтажная застройка; 8) многоэтажная застройка.

Если исключить участки малоэтажной и многоэтажной застройки, остальные потенциальные участки формирования наносов отличаются характером растительного покрова. В последние годы за рубежом для определения процентного вклада таких источников предложен новый метод, основанный на различиях отношений содержания

стабильных изотопов углерода $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}$) в жирных кислотах, входящих в состав растительных тканей [1]. Общепринято название метода «the Compound Specific Stable Isotope» (CSSI) (англ.) что можно близко по смыслу перевести как «биологически специфичный стабильный изотоп» (БССИ). Все многообразие растительных видов может быть разделено на несколько групп, для каждой из которых характерно разное фракционирование $\delta^{13}\text{C}$ в одних и тех же жирных кислотах в силу особенностей внутренних физиологических процессов. Они образуются растениями в процессе жизнедеятельности, а после разрушения растительных тканей прочно сорбируются частичками почвы [2]. Таким образом, почвы под различными растительными сообществами будут характеризоваться различными значениями $\delta^{13}\text{C}$ в составе органического углерода жирных кислот. Этот метод достаточно давно и широко применяется в палеоклиматологических (реконструкции растительных сообществ) [3] и геоархеологических (например, восстановление рациона питания древнего человека или начала возделывания культурных растений) [4] исследованиях. Его применение для геоморфологических исследований находится в стадии разработки. Исходя из этого, методическими задачами данного исследования было сделать попытку применения новой методики БССИ в сочетании со стандартными методами картирования современных экзогенных процессов и широко применяемым радиоизотопным трассером ^{137}Cs . Особый интерес представляла проверка применимости данной методики на малом водосборе с резкой сменой характера землепользования от преимущественно сельского к в значительной степени урбанизированному. Насколько известно авторам, в России это первый опыт применения данного метода. С точки зрения мировой практики, это первая попытка его использования на частично урбанизированной территории.

Для получения статистически достоверных характеристик каждого из выделенных типов землепользования, были выполнены массовые отборы поверхностных ($\approx 3\text{ см}$) образцов почвы – по 20 шт. случайным образом с площади $\approx 10 \times 10\text{ м}$ смешивались в трехкратной повторности (т.е. для основных выделенных типов растительности – по 3 образца). В дополнение к этому отбирались аналогичные смешанные образцы из размываемых участков бортов и днищ оврагов, а также по слоям в аккумулятивной прудовой толще. Для микростратиграфии отложений аккумулятивных позиций, были послойно опробованы на ^{137}Cs два разреза прудовой толщи и четыре разреза в днищах и конусах выноса левобережных (наиболее активных) овражно-балочных систем. Предварительно была выполнена полевая геоморфологическая съемка для выявления активных врезов и зон переотложения наносов в МЭФ, а также уточнения положения береговой линии пруда.

Использование нового метода определения источников сноса рыхлого материала (БССИ) показало, что в пределах исследуемого водосбора основной вклад в заиление водохранилища оказывают наносы, поступающие с пашни и из активно размываемых участков овражно-балочных систем. Наименьшим вкладом характеризуются залесенные участки и сады. Полученная при статистическом выделении высокая степень вариабельности процентного вклада всех источников наносов, вероятно, связана с недостаточным статистическим отделением БССИ-профилей различных территорий-источников друг от друга в пространстве главных компонент. Это можно очевидным образом объяснить наложением распределений значений из-за взаимного влияния соседних источников в результате переноса растительных остатков через границы

смежных выделов. Кроме того, необходимо признать, что данный метод не позволяет охарактеризовать такие потенциально важные источники рыхлого материала, как урбанизированные поверхности. Эта проблема требует отдельного рассмотрения и использования других методов исследования.

Использование комплексного подхода, сочетающего несколько независимых методов, позволило оценить вклад основных источников наносов в пределах исследуемого водосбора в процесс заиления пруда, связать их роль с пространственным распределением и историей землепользования, сопоставить эти данные с микростратиграфией прудовых отложений. Переход от преимущественно сельского к преимущественно городскому характеру землепользования, совпавший по времени с увеличением частоты экстремальных ливневых дождей в последние десятилетия, привел к снижению вклада эрозии почв на пахотных землях и увеличению роли активных оврагов, донных и вершинных врезов балок в поставке наносов в заиляющийся пруд. Однако во время наиболее значительных эрозионных событий, подчеркнутых четко выделяемыми и сравнительно мощными пачками отложений в толще заиления пруда (2 раза за 50 лет) вклад наносов, поступавших с размываемой пашни (в последние десятилетия сохранившейся только на правобережье), был, тем не менее, основным, превышая и вклад активных эрозионных форм. Можно предположить, что в эти моменты времени правобережные овражно-балочные системы служили своеобразным «конвейером» доставки наносов с пашни в большей степени, чем их непосредственными источниками. Собственно заполнение пруда наносами и потеря его функциональности в качестве малого водохранилища завершилась уже к 1986 г., о чем свидетельствует положение пика ^{137}Cs на поверхности в обоих разрезах. Впоследствии пруд заполнялся только эпизодически, о чем свидетельствует анализ разновременных космоснимков.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 12-05-00919-а) и Русского географического общества (грант № 13-05-41070-РГО-а).

Литература

1. *Gibbs, M.M.* Identifying source soils in contemporary estuarine sediments: A new compound-specific isotope method // *Estuaries and Coasts*. 2008. 31. 344-359.
2. *Hancock, G.J., and Revill, T.A.* Erosion source discrimination in a rural Australian catchment using compound-specific isotope analysis // *Hydrol. Process*. 2013. 27. 923-932.
3. *Ficken, K.J., Woollera, M.J., Swain, D.L., Street-Perrott, F.A., Eglinton, G.*, 2002. Reconstruction of a subalpine grass dominated ecosystem, Lake Rutundu, Mount Kenya: a novel multi-proxy approach // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2002. 117. p. 137-149.
4. *Webb, E.A., Schwarcz, H.P., Jensen, C.T., Terry, R.E., Moriarty, M.D., Emery, K.F.* Stable carbon isotope signature of ancient maize agriculture in the soils of Motul de San José, Guatemala // *Geoarchaeology*. 2004. 22. 291-312.

ПОТЕНЦИАЛ РАЗВИТИЯ ЛИНЕЙНОЙ ЭРОЗИИ НА ПОЛУОСТРОВЕ ЛОМОНОСОВА (АМУРСКИЙ ЗАЛИВ, ЯПОНСКОЕ МОРЕ) В СВЯЗИ С ВОЗМОЖНЫМ ХОЗЯЙСТВЕННЫМ ОСВОЕНИЕМ

Беляев Ю.Р.¹, Еременко Е.А.¹, Бредихин А.В.¹, Богданов М.А.²,

¹*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, yrbel@mail.ru,*

²*ООО ПНИИИС*

Дальний Восток является стратегическим регионом, развитие которого в ближайшие годы и десятилетия обусловлено необходимостью с одной стороны расширения социально-экономического сотрудничества РФ со странами Азиатско-Тихоокеанского региона, а с другой – решения задач по повышению конкурентоспособности региона в рамках внутрироссийского экономического пространства. Роль региона подчеркивается в рамках государственной программы «Социально-экономическое развитие Дальнего Востока и Байкальского региона», введенной в действие в 2013 году и действующей по настоящее время.

Среди прочих направлений развития территории одним из ключевых является развитие промышленной и транспортной инфраструктуры побережья Японского моря. В условиях сложного пересеченного рельефа побережья, широкого распространения разнообразных опасных рельефообразующих процессов как экзогенной, так и эндогенной природы, ограниченности площадей равнинных участков территории, особое значение приобретают работы по обоснованию выбора мест размещения инфраструктурных объектов и обеспечению их безопасного функционирования. Одним из аспектов подобных работ должны быть оценки различных аспектов геоморфологической безопасности, в особенности, в отношении возможного развития абразионно-аккумулятивных, оползневых и эрозионных процессов.

В данной работе приводятся результаты качественной оценки возможного развития линейной эрозии для одного из участков побережья, которые потенциально будут вовлечены в активное хозяйственное освоение в ближайшем будущем – полуострова Ломоносова, расположенного на северо-западном побережье Амурского залива, в 20 км к юго-западу от г. Владивосток.

Полуостров представляет собой крупный абразионный останец грушевидной в плане формы, с плановыми размерами 5,5×2,5 км, вытянутый с юго-запада на северо-восток и причлененный к основной суше узкой переймой, длиной в несколько километров, за которой расположена лагуна Цапличья.

Наивысшая абсолютная отметка в пределах полуострова составляет 85,6 м и расположена в его центральной части с небольшим смещением к северо-востоку. Наиболее возвышенная часть полуострова представляет собой пологоволнистую древнюю (неоген-четвертичную) эрозионно-денудационную равнину на высотах 60-70 м н.у.м. В северо-восточной части полуострова эта равнина имеет ширину до 700 м, а к юго-западу (к мысу Турек) сужается до 100-150 м и менее. Вершинная поверхность равнины имеет ширину до 350 м в наиболее широкой части. В южной части вершинная поверхность глубоко расчленена тремя крупными овражно-балочными системами, устьевые части которых подрезаны молодым абразионным уступом.

К югу и юго-востоку – в сторону открытого моря – вершинная поверхность обрывается резким абразионно-оползневой уступом высотой до 40-60 м, который осложнен крупными эшелонированными оползневыми цирками и многочисленными короткими оврагами, практически не выходящими вершинами за бровку склона.

К северу и северо-западу главная вершинная поверхность полуострова обрамлена морскими террасами. Выделяется два основных уровня террас – голоценовая (ниже 2-4 м) шириной 100-300 (до 500) м и более древняя (позднеплейстоценовая?) – на высотах от 8-10 до 35-40 м и шириной также до 500 м. Террасы отделены друг от друга и от вершинной поверхности полуострова четкими уступами значительной (от 8-10 до, местами, 20-25°), крутизны которые представляют собой отмершие древние абразионные уступы. Нижний из этих уступов (уступ высокой морской террасы) прорезан многочисленными овражно-балочными формами.

В целом, в пределах полуострова Ломоносова выделяется три группы эрозионных форм, существенно различающихся по геоморфологическому положению, морфологии и потенциалу развития:

1. Мелкие эрозионные формы, расчленяющие крутой абразионно-оползневой уступ южного и юго-восточного фаса полуострова.

Морфологически все эти формы представляют собой овраги с теснинообразным, реже V-образным поперечным профилем. Они прорезают толщу конгломератов и галечников, слагающую ядро полуострова и имеют исключительно крутопадающий продольный профиль. Борты их, как правило, обнажены или полузадернованы, что отражает активность эрозионных процессов. Вершины их выходят за бровку абразионно-оползневого склона на первые метры, создавая слабую фестончатость, осложняющую более крупные фестоны, связанные с развитием оползневых процессов. Четко выраженных водосборов за бровкой абразионного уступа овраги не имеют.

Образование и развитие этих оврагов полностью контролируется действием абразии и оползневыми процессами. Отсутствие собственных водосборов существенно ограничивает возможность их значимого роста в случае отмирания абразионного уступа и прекращения оползнеобразования на нем. Самостоятельной угрозы для инженерных сооружений, размещаемых на вершинной поверхности полуострова Ломоносова эти формы практически не представляют и должны рассматриваться только в комплексе с самим абразионно-оползневым уступом.

2. Крупные древние овражно-балочные системы, прорезающие возвышенную часть полуострова и открывающиеся на его южный и юго-восточный фас

Данная группа форм представлена одной овражной и двумя балочными системами. Овраг имеет длину (главная форма) около 350 м и перепад высот продольного профиля более 50 м. Продольный профиль слегка вогнутый, однако в устьевой части наблюдается отчетливый выпуклый перегиб, связанный с подрезанием устья оврага абразией (устье висячее). Овраг имеет крутые полузадернованные (местами с осыпями) борты и многочисленные овраги-притоки со сходной морфологией. На крутопадающем днище четко выражены участки локальной селевой аккумуляции, а также зоны транзита микроселевых потоков в виде участков, где нижние 1,5-2 м бортов оврага имеют характер вертикальных уступов, сложенных галечниками. Имеется серия активных вершин с вершинными перепадами высотой до 1,5-2 м. Несмотря на то, что овраги почти достигли своими вершинами линии водораздела (расстояние около 100 м), они сохраняют

значительный потенциал роста. Этому способствует высокая крутизна продольного профиля и постоянный подмыв устьевой части овражной системы вследствие абразии.

Две крупные балочные системы расположенные западнее вложены в единое водосборное понижение. Длина наиболее крупной балки превышает 1 км. Обе формы имеют пологовогнутый продольный профиль с отчетливым уступом в устьевой части, обусловленным действием абразии. Поперечный профиль балок ящикообразный, в верховьях до корытообразного. Глубина в наиболее глубокой части до 15-20 м. В среднем и нижнем течении выделяются многочисленные (до 3 уровней) балочные террасы, фиксируемые вдоль балок на 100-150 м. В днищах балок в среднем и нижнем течении наблюдаются меандрирующие донные врезы, локальные зоны аккумуляции, отражающие активность современных эрозионно-аккумулятивных процессов в этих формах.

Потенциал развития балочных и овражной систем различен. Наибольшую опасность представляет овражная система. Не исключена ситуация, при которой даже в существующих условиях овраг достигнет своей вершиной современного водораздела. Существенно возрастет риск такого развития событий в случае, если при хозяйственном освоении территории не будут выполнены работы по перехвату и отведению поверхностного (и подповерхностного) стока от вершин данного оврага.

Балочные формы в значительной степени исчерпали возможности линейного роста и современные процессы в них сосредоточены в низовьях и среднем течении. Однако продолжающееся подрезание устьевой части балок абразией может привести к тому, что в долгосрочной перспективе регрессивно распространяющиеся вверх по балкам волны врезания достигнут их современных вершин и вернут балки к овражному состоянию. Аналогичный эффект может возыметь строительство разнообразных инженерных сооружений в приводораздельной части водосборов балок, если не будет предусмотрена система водоотведения.

3. Овражно-балочные формы, прорезающие уступ древней морской террасы

Эта группа эрозионных форм (балок, реже – логов) наиболее многочисленна. Общее их количество превышает 60 шт. Длина отдельных малых эрозионных форм (МЭФ) варьирует от нескольких десятков метров до 600 м. Поперечный профиль их – преимущественно ящикообразный или U-образный, глубина в среднем не превышает 3-5 м, достигая в отдельных случаях 7-8 м. Борты МЭФ практически повсеместно задернованы и залесены, местами осложнены древними и современными оползневыми цирками. В днищах наблюдаются извилистые в плане донные врезы, выраженные в большей части МЭФ по всей длине, начиная от истока. Глубина этих врезов не превышает 1 м и чаще составляет 0,3-0,4 м. Вершины балок выдвинуты в пределы пологонаклонной площадки высокой морской террасы. Вершинные перепады не выражены практически ни у одной из эрозионных форм. Значительная часть МЭФ имеют отчетливо выраженные конусы выноса, наложенные на площадку голоценовой морской террасы, что косвенно свидетельствует об относительно недавней активности эрозионно-аккумулятивных процессов в некоторых из них. При этом сами формы, очевидно, более древние. Их заложение происходило в период, когда уровень моря был на 2-3 м выше современного и уступ высокой морской террасы подвергался активному абразионному воздействию.

У небольших по размеру балок продольный профиль близок к прямому, местами слегка вогнутый. Более крупные балки имеют в целом вогнутый продольный профиль, в ряде случаев отмечаются осложняющие его выпуклые перегибы. Особенно характерным

является наличие отчетливого крупного выпуклого перегиба в верхних течениях ряда балок. Выше таких перегибов балки резко расширяются и представляют собой широкие, но неглубокие цирки, напоминающие оползневые. Возможная связь происхождения этих форм с оползанием (или, возможно, сплывами переувлажненного грунта) подтверждается отдельными обнажениями глинистого материала в бортах балок и появлением в днищах и тальвегах грунтовых вод непосредственно ниже этих перегибов продольного профиля.

Практически все МЭФ имеют значительные по площади водосборы: размеры водосборов крупных балок в среднем изменяются от 50-60 тыс. м² до 140-160 тыс. м². Водосборы сильно вытянутые (коэффициент удлинения 1:5-1:8) и пока слабо освоены эрозией (за исключением некоторых балок юго-западной узкой части полуострова) – вершины балок продвинулись вглубь водосборов только на 30-50% длины последних. Отчасти это связано с тем, что верхняя часть водосборов «отсечена» от вершин балок обширной пологонаклонной площадкой морской террасы, попадая на которую поверхностный сток с гипсометрически более высоких поверхностей фильтруется в грунт и переходит в подпочвенный. Возможно, это является одной из причин широкого развития оползневых процессов в верховьях и на бортах рассматриваемых МЭФ.

В настоящее время изученные эрозионные формы малоактивны. Тем не менее, с учетом низкой освоенности водосборов эрозией, можно предположить, что при хозяйственном освоении площадки древней морской террасы возможна активизация регрессивной эрозии в наиболее крупных МЭФ и рост их длины на 250-300 м.

СОВРЕМЕННЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ПРОЦЕССЫ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ И ВОЗМОЖНЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ

Бобыкина В.П.

*Атлантическое отделение института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
bobyval@mail.ru*

В настоящее время в Юго-Восточной Балтике достаточно полно выявлены современные береговые процессы, обусловленные уже сложившимся комплексом природных и техногенных факторов [7, 5, 6,]. Установлены количественные показатели динамики берегов [4].

Это устойчивое состояние может быть нарушено под влиянием происходящих в настоящее время климатических изменений, а также изменений в структуре техногенного фактора.

Представляет научный и практический интерес проанализировать возможные перспективы развития берегов Юго-Восточной Балтики.

Анализ сделан на основе сопряженного анализа данных берегового мониторинга (2002-2014 г.г.) АО ИО РАН по сети стационарных профилей, заложенных на типичных морфодинамических участках, и последних данных об изменениях ветрового и волнового режимов, уровня моря у Калининградского побережья.

Анализ данных берегового мониторинга первых пяти лет (2002-2007), дал представление об основных береговых процессах по периметру берега Калининградской области. Он также показал существенные различия в динамике берегов Самбийского п-ва,

Куршской и Вислинской кос, среднегодовых скоростях береговых деформаций и направленности береговых процессов в целом.

Это унаследованные абразионные процессы на северном, а также северной части западного, берегов Самбийского п-ва со среднегодовыми скоростями отступления бровки уступа размыва 0,1-0,25 м/год. На ряде участков – мыс Гвардейский, в районе пос. Куликово эти величины достигают 1,4-1,6 м/год.

Южное крыло западного берега п-ва до начала сброса в береговую зону вскрышных пород Янтарного комбината, также испытывало размыв. Антропогенные наносы, вовлекаемые в поток наносов, направленный с севера на юг, компенсировали дефицит наносов на всем участке вплоть до г. Балтийска и южнее, включая Вислинскую косу [6]. В настоящее время на большем своем протяжении берег отличается стабильностью.

Вислинская коса до конца 90-х годов прошлого столетия была в отличие от Куршской косы недоступна для наблюдений. Предполагалось, что в силу значительного сходства в истории формирования кос [1], береговые процессы этих крупных аккумулятивных песчаных образований также аналогичны.

Обобщение данных мониторинга показало, что берега Вислинской косы в основном стабильны, а на отдельных участках идет аккумулятивный процесс, с нарастанием морского склона авантюны и формированием в верхней части пляжа более молодых эоловых образований. На отдельных участках авантюна выдвигается в сторону пляжа со скоростью от 0,1 до 1,2 м/год. Особый литодинамический режим имеет северная, находящаяся под влиянием моллов Балтийского пролива, оконечность косы [9, 2]. Авантюна здесь размывается со скоростью 1-4 м/год.

На морском берегу Куршской косы преобладают процессы размыва, составляя 0,3-2,5 м/год. И только на северном приграничном участке и в средней части косы берег стабилен [3].

Анализ рядов количественных данных может позволить проследить изменения в скоростях и направленности береговых процессов и увязать с изменениями ряда берегоформирующих факторов и процессов.

В последние годы выявлены изменения в ветровом и волновом режимах, а также изменения в скоростях поднятия уровня в прибрежной зоне моря у Калининградского побережья.

Уменьшилось количество преобладающих юго-западных ветров и увеличилось количество ветров северных румбов. Выявился положительный тренд для максимальных скоростей ветра и частоты повторяемости штормов [10]. Эти изменения в первую очередь отражаются на динамике берегов.

Выявлена тенденция устойчивого поднятия уровня моря во всей Юго-Восточной Балтике. У Калининградского побережья в период 1959-2006 гг. уровень поднимался со скоростью 2,3 мм/год, а за период 1975-2006 гг. – 2,9 мм/год [8].

Происходящие природные изменения находят отражение и в береговых процессах.

Три последних года подряд – 2012, 2013, 2014 – наблюдались сильные зимние шторма, вызвавшие размыв берегов по всему периметру Калининградской области. Размыв отмечается даже на устойчивых в многолетнем плане участках берега Куршской и Вислинской кос. Этими штормами были смыты полностью пляжи и разрушены элементы берегозащитных конструкций в курортных районах севера Самбийского п-ва. Пляжи

после шторма восстанавливаются частично, или не восстанавливаются вовсе (г. Светлогорск, г. Зеленоградск, г. Пионерск).

Сравнительный анализ среднегодовых величин динамики северного берега Самбийского п-ва за пятилетние периоды 2002-2007 и 2007-2012 гг. позволяет говорить об увеличении скоростей размыва для большей части берега в последние 5 лет [11].

В складывающейся ситуации надо ожидать дальнейшую активизацию береговых процессов в Юго-Восточной части Балтийского моря с преобладанием абразионного.

Литература

1. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Развитие барьерно-лагунных систем Юго-Восточной Балтики //Океанология. 2008. т. 48, №4. С.641-647.
2. Бобыкина В.П. Морфолитодинамика берега Балтийской косы, развивающегося под влиянием молов Балтийского пролива //Создание искусственных пляжей, островов и других сооружений в береговой зоне морей, озер и водохранилищ: Труды 2-ой Междунар. конференции «Создание и использование искусственных земельных участков на берегах и акватории водоемов», Новосибирск, 1-6 августа 2011 г. / отв. ред. А.Ш. Хабидов / Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2011. С. 103-107.
3. Бобыкина В.П. О динамике морского берега Куршской косы /Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия национального парка «Куршская коса»: сб. науч. Ст. Вып. 8 /сост. И.П. Жуковская. Калининград: Изд-во БФУ им. И. Канта, 2012. С. 144-152.
4. Бобыкина В.П., Болдырев В.Л. Тенденция развития берегов Калининградской области по пятилетним данным мониторинга. Ученые записки Русского географического общества (Калининградское отделение), т. 7, часть 1, 2008 (CD-ROM версия). С. Q1-Q3.
5. Болдырев В.Л., Бобыкина В.П. Современные береговые процессы на юго-восточном побережье Балтики //Тр. VI конференции «Динамика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей» 22-26 ноября 2004 г, Москва, Институт водных проблем РАН, 2004. С. 310-312.
6. Болдырев В.Л., Рябкова О.И. Динамика береговых процессов на Калининградском побережье Балтийского моря //Изв. РГО. 2001. Т.133. Вып. 5. С. 41-49.
7. Жиндарев, Л. А., Хабидов А.Ш., Тризно А.К. Динамика песчаных берегов морей и внутренних водоемов / ред. П.А. Каплин. Новосибирск: Наука, 1998. 271 с.
8. Навроцкая С.Е., Чубаренко Б.В. Многолетняя динамика уровня моря в лагунах и прибрежной зоне Юго-Восточной Балтики /Создание искусственных пляжей, островов и других сооружений в береговой зоне морей, озер и водохранилищ: Труды 2-й Междунар. конференции «Создание и использование искусственных земельных участков на берегах и акватории водоемов», Новосибирск, 1-6 августа 2011 г. / [отв. ред. А.Ш. Хабидов]. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2011. С. 265-268.
9. Чечко В.А., Чубаренко Б.В., Болдырев В.Л., Бобыкина В.П., Курченко В.Ю., Домнин Д.А. О динамике береговой зоны моря в районе оградительных молов Калининградского морского канала. / Водные ресурсы, т.35, № 6, 2008, с. 1-11.
10. Стонт Ж.И. Современные тенденции изменчивости гидрометеорологических параметров в Юго-Восточной части Балтийского моря и их

отражение на прибрежных процессах: Автореф. дис. ... канд.геогр.наук. Калининград, 2014. 22 с.

11. *V.Bobykina, K.Karmanov, B.Chubarenko*. Response of the Sambian Peninsula shore to changes of coast-forming factors during 2002-2012 (Coastal climate change adaptation) //Facing Present and Future Coast challenges: Abstract book 12-th international conference Littoral 2014, Klaipeda, Lithuania, September 22-26, 2014. С. 103.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИКЛАДНЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В АРМЕНИИ

Бойнагрян В.Р.

Ереванский государственный университет, vboynagryan@ysu.am

Основными направлениями прикладных геоморфологических исследований в Армении за последние годы в силу объективных и субъективных причин оставались в основном оползни, сели, морфометрия рельефа и, частично, – речная эрозия.

Необходимость исследования оползней и селей продиктована горным рельефом республики и активизацией вышеуказанных природных явлений в общем контексте возрастания активности опасных природных процессов в последние десятилетия в связи с изменениями климата. Кроме того, в связи с тем, что территория республики небольшая и все благоприятные для хозяйственного и инженерного освоения участки давно уже заняты, приходится обращаться к сложным в геоморфологическом и инженерно-геологическом отношении склонам. Попытка освоения таких склонов приводит к нарушению их устойчивости, формированию оползней разных размеров и разной активности. Нарушается также растительный покров осваиваемых склонов, что провоцирует усиление их эрозии и формирование дополнительных объемов рыхлообломочного материала в качестве твердой составляющей селей.

В 2009г. была издана коллективная монография «Оползни Армении» [5], в которой были отмечены те оползневые участки республики, которые находятся в критическом состоянии и требуют срочных противооползневых мер. В 2011-2012гг. группа специалистов кафедры геоморфологии и картографии ЕГУ под руководством В.Р.Бойнагряна в рамках научного проекта №SCS 11-1e075 при финансовой поддержке ГКН МОН РА провела исследование северных областей республики с целью оценки опасности и риска формирования селей на их территориях. Одновременно исследовалось и состояние ряда оползней. Было выявлено, что местами языковые части оползней почти полностью перекрыли русло реки (в долине р. Гетик у сел Мартуни и Айгут, в долине р. Агстеву с. Агарцин и др.). В случае полного перекрытия русла выше места запруды образуется затор воды, что вызовет не только затопление единственной автодороги, но и многих сельских домов, прилегающих к руслу. Такое уже неоднократно отмечалось, начиная с 2005г., при подвижках Агарцинского оползня в период весенних дождей, что повлекло за собой разрушение ряда строений и затопление отдельных домов на 1-1,5 м (рис.1).

У с. Овк активный оползень периодически перекрывает единственную автодорогу и выходит к руслу р. Агстев, завалив ее пойму оползневыми образованиями. Постоянно

деформируется Вохчабердским оползнем полотно единственной автодороги, соединяющей столицу республики с селом Гарни, где расположен активно посещаемый туристами храм I века.



Рис. 1. Ситуация на Агарцинском оползневом участке (бассейн р. Агстев) (фото автора).

Ситуация с оползнями в республике довольно критическая, т.к. после развала СССР фактически полностью приостановлены работы по противооползневым мероприятиям из-за отсутствия финансовых средств. Нет службы мониторинга, поэтому отдельные подвижки оползневых масс становятся неожиданностью и причиной значительных бед. Так, например, оползень-обвал, который перекрыл автодорогу и обрушился в русло р. Дебеду с. Личкадзор (станция Айрум) в октябре 2011 г., «потянув» за собой 35 машин и лишив жизни 5 человек, не натворил бы этих бед, если бы существовала соответствующая служба предупреждения (рис. 2). Ведь признаки надвигающейся опасности проявились здесь еще за 2-3 дня до катастрофического события: появление трещин на поверхности поля, обрушение небольших объемов грунта со склона на автодорогу [2].



Рис. 2. Оползневой участок у с. Личкадзор (бассейн р. Дебед) в первые дни после катастрофы (фото сортрудников МЧС Армении).

Исследование состояния северных областей республики показало, что почти повсеместно довольно высока опасность формирования селей. При этом сели природного характера, конечно, будут формироваться и в дальнейшем в тех же водотоках, что и в настоящее время, т.к. природные условия в целом остаются теми же (может изменяться в ту или иную сторону только залесенность склонов, а также количество и интенсивность осадков в связи с изменениями климата за последние годы) [3]. Однако в республике довольно высока опасность формирования селей антропогенного происхождения. Это связано с тем, что русла рек и временных водотоков, а также различных водоотводящих и водопропускных бетонных сооружений завалены строительными и бытовыми отходами,

заросли кустарником и низкорослыми деревьями, пространства под мостами и перед водопропускными трубами под дорогами загромождены остатками бетонных конструкций, обрезками арматуры, бытовым мусором. При интенсивном снеготаянии весной или сильных продолжительных ливнях водный поток не будет уместаться в естественном русле, выйдет из берегов и зальет улицы и дома в селах. А перед мостами и трубами могут образоваться подпоры значительных объемов воды с последующим прорывом временных «дамб» и формированием мощной селевой волны с вовлечением в поток «антропогенной» твердой составляющей. Уже многие сельчане возвели перед своими домами водоотводящие каменные стенки, чтобы избежать затопления при весенних паводках.

Коллективом кафедры геоморфологии и картографии ЕГУ по итогам полевых работ 2011-2012 гг. составлены карты масштаба 1:100000 по оценке опасности и риска формирования селей и паводков в северных областях Армении с противоселевыми рекомендациями [4].

Морфометрические исследования рельефа с применением ГИС технологий выполняются коллективом «Геоком» при Институте геологических наук НАН РА под руководством канд. геол.-мин. наук А.А. Авакяна. Этим коллективом выполнен большой объем морфометрических работ в области гидрологии, геоморфологии, структурной геологии и т.п. [1]. Заканчивает подготовку кандидатской диссертации аспирант кафедры геоморфологии и картографии ЕГУ (ранее – член коллектива «Геоком») А.С. Пилюян по теме «Морфометрический анализ рельефа Республики Армения на основе ГИС технологий».

Следует также отметить работы в области экологической геоморфологии Н.В. Манукян, которая в 2010 г. успешно защитила кандидатскую диссертацию [6].

Ощутимые размывы берегов рек в Армении довольно редки. На протяжении многих лет нами велось наблюдение за состоянием берегов р. Мармарик у учебной базы ЕГУ. Однако только в 2006 г. был зафиксирован размыв первой надпойменной террасы на правом берегу реки на участке длиной около 10 м. Наибольшее отступление склона террасы составило 1,2 м. В том же году размывы были зафиксированы на реках Мецамор и Веди. В первом случае при весеннем половодье был размыв участок длиной 30 м и максимальной шириной до 10 м, а во втором случае – участок длиной 10-12 м при максимальной ширине 6-7 м (рис. 3).



Рис. 3. Размывы в период весеннего половодья берега рек (фото автора): а – Мецамор у с. Ранчпар, б – Веди у с. Авшар.

Литература

1. Авакян А.А., Аракелян А.Ф., Бойнагрян В.Р., Ерицян Г.Г. Состояние, задачи и приложения морфометрических исследований рельефа Армении // Геоморфология и картография / Материалы 33 Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Саратов, 2013, с.532-536.
2. Бойнагрян В.Р., Бойнагрян А.В. Оценка опасности и риска затоплений антропогенных объектов при смещении ряда оползней в Армении // Геоморфология и картография / Материалы 33 Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Саратов, 2013, с.156-159.
3. Бойнагрян В.Р., Бойнагрян А.В., Манукян Н.В. Селевая активность в Армении // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита / Сборник трудов III Международной конференции. Южно-Сахалинск, 2014, с.10-19.
4. Бойнагрян В.Р., Гагинян Р.Х., Давтян П.Г., Бойнагрян А.В., Манукян Н.В. Оценка опасности и риска формирования селей в северных областях Армении // ГеоРиск, 2012, №4, с.44-47.
5. Бойнагрян В.Р., Степанян В.Э., Хачатрян Д.А., Ядоян Р.Б., Аракелян Д.Г., Гюрджян Ю.С. Оползни Армении. Ереван: Изд-во «Асогик», 2009. 308 с.
6. Манукян Н.В. Анализ и оценка эколого-геоморфологической обстановки Республики Армения с применением ГИС технологий. Автореферат дисс. ...канд. геогр. наук, Ереван, 2010. 24 с.

СУБРЕЛЬЕФ – «РЕЛЬЕФ» ПОДЗЕМНЫХ ПОЛОСТЕЙ

Болысов С.И., Неходцев В.А., Шишкин В.С.

МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
sibol1954@bk.ru

В последние несколько лет авторы занимаются исследованием «рельефа» подземных полостей, т.е. «подповерхностного рельефа». В первую очередь, выделим терминологическую и, соответственно, гносеологическую проблему, которая реально существует в геоморфологической науке, давно уже изучающей «подземный рельеф». Эти поверхности, строго говоря, не являются **рельефом**. Как известно, объектом геоморфологии является рельеф как совокупность неровностей твердой земной поверхности разных масштабов. Поверхность же подземных полостей находится **ниже** той твердой земной поверхности, которую мы называем рельефом. На это несоответствие обращал внимание один из авторов еще в 2007 г.: «...Пожалуй, можно дать 2 обоснования отнесения подобных форм к объекту геоморфологии. Одно из них – традиции нашей науки, а именно изучение всего комплекса образований, формирующихся в результате по сути единого процесса (карстового либо биогенного), – как надземных (карстовые воронки, слепые овраги, искорные ямы, поверхностные норы и др.), так и подземных. Другое возможное объяснение – изучение подземных форм как одной из стадий развития форм, которые потенциально могут быть трансформированы в формы поверхностные вследствие провалов либо вскрытия их за счет деятельности соответственно подземных вод или землероев. Так или иначе, на наш взгляд, положение подземных форм разного

генезиса в классификационных рядах до сих пор остается проблематичным в геоморфологической науке» [1, стр. 347]. В этой связи в 2011 г. авторами был предложен для таких твердых поверхностей термин «*субрельеф*» [2]. Действительно, приставка «суб» имеет два основных значения: 1) расположенный ПОД, НИЖЕ чего-либо; 2) неосновной либо ПЕРЕХОДНЫЙ. Оба значения вполне отражают сущность подземных форм рельефа – они расположены ПОД, НИЖЕ твердой земной поверхности, они представляют собой нередко формы переходные к «обычным» неровностям земной поверхности. Гносеологически термин «субрельеф» устраняет несоответствие общепринятого толкования рельефа как объекта геоморфологической науки и специфики положения и морфологии подземных форм (как и их изучения). По терминологической логике также, подобные подземные образования следует называть «*субтерральными*» (буквально – подземными), продолжая ряд терминов «субаэральные» (наземные, т.е. «подвоздушные», – наземные континентальные) и «субаквальные» (подводные). Термин «субтерральные» предложил Н.И. Николаев в 1946 г. [13] для отложений, формирующихся изначально в подземной среде, в первую очередь – в карстовых полостях (сталактиты и т.п.), затем использовали Е.В. Шанцер [15], Д.С. Соколов [14] и др. Очевидно, что термин «субтерральные» может использоваться не только для отложений, образующихся в подземной среде, но и для форм рельефа. Принимая термин «субрельеф», мы должны обозначить и границы его применения. Видимо, к таковому следует относить те «открытые» твердые поверхности, выше которых располагается собственно твердая земная (дневная) поверхность. В этом случае разновидностью форм субрельефа становятся, возможно, всякого рода карнизы, ниши и т.п., над которыми в вертикальной плоскости есть поверхность рельефа. И, конечно, очевидными и ярко выраженными формами субрельефа являются подземные ходы, пещеры, полости и т.п. (как имеющие, так и не имеющие выхода к поверхности).

Подобно наземному рельефу (хотя при меньшем разнообразии), подземный рельеф (субрельеф) имеет различное происхождение. Соответственно, различия в морфологии, динамике развития и длительности существования между формами субрельефа обусловлены механизмами их формирования. Например, подземные ходы животных невелики по своим размерам и достаточно эфемерны, в то время как карстовые пещерные системы имеют внушительные размеры и могут существовать в течение, по крайней мере, десятков тысяч лет. Исходя из этого, с учетом классификации подземных полостей В.Н. Дублянского и В.Н. Андрейчука [5], была предложена генетическая классификация субрельефа. Она имеет три иерархических ступени:

I. Класс характеризует источник энергии при субрельефообразовании. Выделяется три класса субрельефа: эндогенный, образующийся за счет глубинной энергии Земли; экзогенный – лучистой энергии Солнца; смешанный, включающий в себя черты как эндогенного, так и экзогенного источников энергии.

II. Подкласс выделяется для экзогенного класса по преобладающему агенту разрушения и перемещения вещества при образовании субрельефа. Такими агентами могут быть вода – гидрогенный подкласс, движущийся воздух – аэрогенный подкласс, живые организмы – органиогенный подкласс.

III. Генетический тип – конкретный процесс образования форм и комплексов субрельефа. Всего выделено 14 типов субрельефа, из них: 2 принадлежат эндогенному классу, 3 – смешанному классу, 9 – экзогенному классу.

Каждый процесс субрельефообразования и, соответственно, тип субрельефа, в свою очередь, характеризуется рядом факторов (условий), благоприятных его развитию или, наоборот, лимитирующих его. Это геологические условия, климат, ландшафтная структура, а также поверхностный рельеф и антропогенная деятельность (не только прямая, но и косвенная).

К классу эндогенного субрельефа относятся магматогенный тип, приуроченный к областям бывшей и/или нынешней вулканической активности, и тектоногенный тип, широко распространенный. В классе смешанного субрельефа выделяется гравитационный тип, также повсеместно распространенный; пирогенный тип, встречающийся в местах залегания горючих горных пород (уголь, сланцы, торф); и структурно-денудационный тип, возникающий при неодинаковой сопротивляемости пород к денудации. Самый широко представленный класс экзогенного субрельефа включает в себя флювиальный, береговой, карстовый, суффозионный, гляциальный и криогенный типы гидрогенного подкласса, формирующиеся при различном воздействии воды на породы: боковая эрозия, абразия, растворение, механический вынос частиц, тепляющий эффект на мерзлые породы (в т.ч. и на лёд) и замерзание\оттаивание воды. Кроме того, выделяются эоловый тип аэрогенного подкласса, образующийся при корразионо-дефляционном воздействии ветра на толщу горных пород; биогенный и антропогенный тип органогенного подкласса, при которых главными агентами субрельефообразования становятся живые организмы и человек соответственно.

Подробно исследовался субрельеф на территории г. Москвы. О подземных полостях Москвы немало было известно и ранее [3, 4, 6, 8, 9, 10, 11, 15 и др.], однако до сих пор нет единой картины московского субрельефа (как и субрельефа вообще). В Московском регионе присутствует несколько генетических комплексов субрельефа – карстовый, суффозионный, биогенный, антропогенный, хемогенный и флювиальный (вкупе с биофлювиальным). Если антропогенные формы (рукотворные подземные сооружения) находятся практически повсеместно, то остальные имеют довольно четкую пространственную зависимость, обусловленную такими факторами, как геологическое строение, степень антропогенной трансформации территории и т.д. Для каждого типа субрельефа в Москве есть характерные глубины расположения и морфометрические показатели, которые (что важно) могут различаться на порядки в других городах и, тем более, природных зонах. Например, карстовые полости в Москве крайне редко имеют размеры, превышающие 5-10 м, тогда как пещеры Ю-В Азии имеют разветвленные системы гротов с высотами по 100м и выше.

Пожалуй, наименее развитый и распространенный, но все же присутствующий в Москве – это биогенный подземный рельеф, преимущественно масштабов наноформ. К таким субтерральным формам относятся подземные ходы животных (кроты, мыши, лисы), подземные части муравейников, ходы, прорытые крысами вдоль фундаментов строений. Ходы грызунов приурочены к лесопарковым массивам и редко встречаются даже в озелененных дворах и скверах. Характерные глубины ходов составляют 10-25 см, а диаметр – 3-5 см. В Новой Москве встречаются более крупные роющие млекопитающие – ежи, лисы, барсуки. Их убежища могут достигать уже 20-80 см в диаметре при глубине до метра и длине в несколько метров. Ряд мелких беспозвоночных животных типа червей, муравьев, медведек и т.д. также роют микроскопические ходы, но их деятельность в обобщенном виде имеет характер перепаживания грунта. Определенную роль играют и

корневые системы растений, вдоль которых активизируется микротоннельная эрозия (пайпинг).

Геологически контролируется местоположение активных карстовых субтерральных процессов, которые приурочены к эрозионным окнам в водоупорных слоях юрских глин и днепровских морен. К таким территориям относится 15% площади города [7], а карстовые провалы сосредоточены на площади, не превышающей 1,7% городской территории [11]. Однако факты (аварии) указывают на расширение ареала развития этих процессов. Сегодня самые карстоопасные районы – Ходынское поле, Хорошевский, Хорошево – Мневники, Беговой, Сокол. Это поверхность хорошо дренируемой третьей НПТ реки Москвы. Отложения песчаные здесь залегают непосредственно на коренных породах, много эрозионных окон. В рельефе с начала 1960-х годов в этих районах проявилось более 50 воронок, часть из которых разрушили жилые здания.

Хотя в Москве распространена природная суффозия, особо мощным и опасным является антропогенно спровоцированный суффозионный процесс, чаще всего идущий по одному и тому же сценарию: в ходе строительных работ случайно пробивается водопроводная труба, вода под давлением размывает грунт, образуется пустота, своды которой вскоре проваливаются. Такие крупные аварии в городе происходят раз в несколько месяцев, а мелкие – и того чаще. По своему вещественному составу и условиям залегания наиболее благоприятной средой для суффозионного процесса в Москве являются флювиогляциальные и аллювиальные четвертичные, а также морские меловые и юрские пески, современные оползневые и техногенные накопления, поэтому можно говорить о петрографическом контроле этого явления.

Безусловно, самым масштабным, сложным и распространенным комплексом субрельефа в Москве является антропогенный. Это различные подземные сооружения и коммуникации (кабельные трубы, городские канализации, теплотрассы, коллекторы водоснабжения), которые есть практически в каждом дворе. Наиболее крупные сооружения – метрополитен (длиной более 325 км и запланированной к 2020 г. до 450 км), коллекторы подземных рек, магистральные трубо- и газопроводы, подвалы, подземные автостоянки и прочее. Их диаметры превышают 9 м, длина – километры и даже сотни километров. Каждый из подтипов обладает своими закономерностями расположения и степенью влияния на геолого-геоморфологическую среду. В Новой Москве есть десятки километров подземных известняковых каменоломен.

Специфичный тип – флювиальный рельеф подземных (коллекторных) водотоков и их коллекторы [12]. «Необычность» их заключается в том, что сам процесс природный – текущая вода. Но «русла» этих водотоков замкнуты и построены человеком. В Москве насчитывается порядка 150 таких рек, и к ним еще следует прибавить технически аналогичные сооружения – ливнесточную канализацию. Суммарная их протяженность оценивается более чем в 1000 км, а диаметр варьируется от 20 см до 5-6 м. В подземных речках и ливнесточках встречаются такие классические формы, как эвразионные котлы, отмели, осередки, побочни. В подземных реках проявляются как обычные для водотоков гидравлические и геоморфологические процессы (и, соответственно, образуются «обычные» русловые формы рельефа), так и специфические образования, не свойственные «надземным» рекам. Во многих коллекторах встречаются проросты корней, на которые осаждаются ил, такие образования, имеющие до 2 м в поперечнике, по существу представляют собой био-флювиальные побочни. Во время сильных ливней

коллекторные водотоки действуют в напорном режиме, чего не наблюдается в естественной среде, причем уровень поднимается за первые минуты. Такое явление носит название "коллекторной волны".

Хемогенные формы также встречаются едва ли не повсеместно, имеют осложняющий характер и приурочены к стенкам преимущественно рукотворных сооружений. Почти все они невелики (порядка 1-50 см по длинной стороне) и имеют вытянутую форму – сталактиты, сталагмиты, различные натёки и высолы, микротерраски. Бывают либо кальцитового состава, либо ожелезненно-известнякового. Причиной их возникновения являются протечки грунтовых вод и конденсат. Карроподобная поверхность возникает в крупных канализационных каналах в результате деятельности тионовых бактерий, которые питаются сероводородом, выделяющимся из сточных вод, и, в свою очередь, вырабатывают серную кислоту, которая и разрушает свод железобетонного тоннеля.

В целом, можно сказать, что, помимо известной нам «надземной» Москвы, существует и еще одна Москва – подземная, поражающая своими масштабами не менее первой. То же касается и антропогенного рельефа – подземный рельеф мало уступает своими размерами и сложностью рельефу «поверхностному». Этот подземный субрельеф – и природный, и антропогенный, – требует тщательных исследований и мониторинга, поскольку с ним связаны потенциально опасные процессы на территориях, где проживают миллионы людей.

Литература

1. *Болысов С.И.* Биогенное рельефообразование на суше. Т.2: Зональность. //М.: ГЕОС, 2007, 466 с.
2. *Болысов С.И., Неходцев В.А.* Погребенный и подземный рельеф г. Москва // Теоретические проблемы современной геоморфологии. Теория и практика изучения геоморфологических систем: материалы XXXI Пленум геоморфологической комиссии РАН. Астрахань, 2011, с.151-156.
3. *Геоэкология Москвы: методология и методы оценки состояния городской среды.* /Под ред. Коффа Г.Л., Лихачевой Э.А., Тимофеева Д.А. // М.: Медиа-Пресс, 2006, 199 с.
4. *Долотов Ю.А., Парфенов А.А.* Подземные горные выработки на территории Новой Москвы. //Геоэкологические проблемы Новой Москвы. М.: Медиа-Пресс, 2013, с. 94-107.
5. *Дублянский В.Н., Андрейчук В.Н.* Генетическая классификация подземных полостей. //Свет, 1989, №3 (5), с. 4-6.
6. *Иксанова Е.А.* Вклад докайнозойского карбонатного карста в развитие современных просадочных процессов в г. Москве. // Диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук. М.: 2005, 155 с.
7. *Комарова Н.Г., Кац Я.Г., Козлов В.В., Пикалова О.А.* Устойчивое развитие мегаполиса в условиях природного и техногенного рисков. //М.: Готика, 2002, 192 с.
8. *Кортаев В.П.* Использование подземного пространства в Москве // Архитектура и строительство Москвы. №1 (543), 2009, с.39-44.
9. *Котлов Ф.В.* Изменение геологической среды под влиянием деятельности человека. М.: Недра, 1978. 263с.

10. *Лихачева Э.А.* О семи холмах Москвы. // М.: Наука, 1990, 141 с.
11. Москва: геология и город / Под ред. В. И. Осипова, О. П. Медведева. //М.: Московские учебники и картолитография, 1997, 400 с.
12. *Неходцев В.А.* Эрозионно-русловые процессы и субрельеф подземных (коллекторных) водотоков // Искусственные подземные сооружения городов // Спелеология и спелестология. Сборник материалов III международной научной заочной конференции. Наб. Челны: НИСПТР, 2012. 231-236 с.
13. *Николаев Н.И.* Об эволюционном развитии карстовых форм и значении структурно-тектонического фактора // Сов. геология, 1946, №10, с.46-57.
14. *Соколов Д.С.* Основные условия развития карста. // М.: Госгеолтехиздат, 1962, 322 с.
15. *Хоменко В.П., Калашиников М.А., Потапов И.А.* Карстовые и суффозионные провалы в г. Москве: особенности инженерно-геологических изысканий и прогнозирования // Вестник МГСУ, №4, 2010. с.158-162.
16. *Шанцер Е.В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. // Труды ГИН АН СССР. М.: Наука, 1966, 240 с.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ МАЛЫХ ВОДОСБОРНЫХ БАССЕЙНОВ И ПРОГНОЗ НЕБЛАГОПРИЯТНЫХ И ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ

Бондарев В.П.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
valery_bondarev@mail.ru*

Пространство и время являются важнейшими понятиями в любой науке, особенно это относится к наукам естественнонаучного цикла. Анализ основных характеристик пространственно-временной организации дает возможность судить не только о современном состоянии изучаемых объектов, но и давать прогноз дальнейшего развития явлений, в том числе неблагоприятных или опасных для человека и его хозяйственной деятельности.

Водосборные бассейны являются удачным примером сложной пространственно-временной организации. Эффективно анализировать эту организацию стало возможно после работ Р. Хортон [7], который выявил наличие закономерностей строения речной сети от самых малых ее элементов до наиболее крупных, придавая большое значение самым малым неразветвленным элементарным притокам. Также важным для дальнейшего пространственно-временного анализа оказалось положение Н.И. Маккавеева [6] о единстве эрозионно-аккумулятивных процессов в пределах всего речного бассейна, начиная с приводораздельных территорий и заканчивая руслом реки. Дальнейшие исследования в этой области связаны с большим количеством ученых. Прежде всего, это представления С.М. Шумма, Р. Дж. Чорли, Ю.Г. Симонова [5] о том, что водосборный бассейн является геоморфологической системой с прямыми и обратными связями, имеющей сложную пространственно-временную структуру и характеризующейся особенностями функционирования, на которые оказывают влияние природные и

антропогенные условия и факторы. Особое внимание следует обратить на малые водосборные бассейны. Ранее уже было показано, что в рамках изучения водосборных бассейнов, как сложных иерархических систем, можно выделить, как минимум, четыре пространственных иерархических уровня, каждому из которых соответствует свой комплекс процессов, развивающийся в характерном масштабе времени [2].

В пределах малых водосборных бассейнов можно выделить три основных типа неблагоприятных и опасных явлений (НОЯ), развивающихся на склонах и в долинах этих сложно организованных систем: геоморфологические (оползни, сели, обвалы, просадки и т.п.); гидролого-климатические (овражная эрозия, эрозия почв, термоэрозия, размывы и заиление днища и др.); геохимические (химическое и радиоактивное загрязнение и его перераспределение, засоление почв и др.). При этом, процессы, создающие неблагоприятные и опасные условия для человека и его хозяйственной деятельности, могут иметь разную скорость проявления, в крайнем случае приобретая характер экологической катастрофы. Степень проявления этих неблагоприятных процессов в значительной мере зависит от пространственно-временной организации малых водосборных бассейнов.

Приведем несколько примеров проявления неблагоприятных и опасных явлений в пределах малых водосборных бассейнов, демонстрирующих их жесткую предопределенность пространственно-временной организацией, изучение которой дает хороший прогностический эффект.

Первый пример имеет отношение к оценке выноса загрязняющих веществ с наносами со склонов в долину реки для геоэкологических целей. Оценка была проведена в пределах водосборного бассейна р. Локна (Тульская обл.) [3,4]. Рассмотрев закономерности пространственной структуры и временных особенностей функционирования элементарных склоновых фасеток в пределах единого водосборного бассейна были сделаны следующие выводы. Эффективная оценка эрозионного потенциала склонов водосборного бассейна возможна при использовании комплексного подхода, включающего морфометрические и прогнозно-модельные методы, с использованием ГИС-технологий, а также метода радиоактивной метки для калибровки моделей смыва. Совместное использование этих методов позволяет более широко посмотреть на проблему и получить полную информацию о процессах, происходящих в пределах водосборного бассейна. Выделение в пределах водосбора р. Локны элементарных склоновых фасеток на основе бассейнового анализа показало, что есть четкая пространственная закономерность в структуре склонов. Полученные морфометрические данные позволяют оценить эрозионный фактор рельефа склонов и показать возрастание средних его величин от 1 до 2 с увеличением порядка склона. Также удастся оценить величину потенциального смыва почв со склонов в условиях пара и типичного севооборота. Картографирование склонов водосборных бассейнов на основании классификации эрозионного склонового фактора и прогнозной величины смыва почвы со склонов показывают, что на данной территории довольно много участков с высокой и очень высокой эрозионной опасностью. С помощью радиоизотопных трассеров удастся установить значения завышения величины смыва, что позволяет скорректировать пространственно-временные особенности функционирования малых водосборных бассейнов.

Второй пример имеет отношение к одному из наиболее экстремальных проявлений эрозионно-аккумулятивного процесса – бедленду, который был рассмотрен на примере

Французских Альп [1]. Рассматриваемый регион – яркий пример проявления антропогенно обусловленного флювиального рельефа с выраженными контрастами проявления пространственной и временной дифференциации эрозионно-аккумулятивных процессов в пределах малых водосборных бассейнов. За сравнительно короткий срок на изучаемой территории произошла смена характера процесса. На начальных этапах активизации развитие происходило преимущественно по селевому типу с высочайшими расходами наносов, а в настоящее время, по прошествии приблизительно 150 лет, наблюдается развитие по овражному типу в экстремальном его проявлении. Проведенный морфометрический анализ малых водосборных бассейнов территории позволил выявить особенности их пространственно-временной организации. На обнаженных территориях со сведенным лесом широко развит бедленд, что приводит к увеличению стока наносов приблизительно в 15 раз, по сравнению с залесенными площадями. Структура водосборных бассейнов подверженных бедлендообразованию сравнительно быстро стремится приобрести модальные равновесные значения путем сокращения длин, площадей и базисов эрозии, а продольный профиль стремится принять форму выработанного. При активной рекультивации происходит существенно сокращение выноса наносов за пределы малых водосборов, структура водосборных бассейнов перестраивается и стремится к той, которую она имела до антропогенного вмешательства. Наиболее активная перестройка происходит в верхних частях водосбора.

Количество примеров анализа, построенного на использовании изучения пространственно-временной организации малых водосборных бассейнов с привлечением морфометрических методов можно легко продолжить. Но уже эти два примера позволяют уверенно говорить о том, что такой подход дает хороший эффект в деле выявления и прогнозирования неблагоприятных и опасных явлений, имеющих различный характер и скорость течения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект РФФИ 13-05-00303), и программы Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проект НШ-1010.2014.5).

Литература

1. *Бондарев В.П.* Бедленд как одно из наиболее экстремальных проявлений эрозионно-аккумулятивного процесса (на примере Французских Альп) // Маккавеевские чтения – 2006 / Науч. ред. Р.С. Чалов. М., 2007.
2. *Бондарев В.П.* Иерархия малых водосборных бассейнов // Геоморфология. № 2. 2010.
3. *Бондарев В.П., Беляев В.Р., Иванова Н.Н., Эврал О.* Доставка наносов со склонов в долину реки / Геоморфология. № 3. 2014.
4. *Бондарев В.П., Беляев В.Р., Иванова Н.Н., Эврал О.* Оценка выноса загрязняющих веществ с наносами со склонов в долину реки для геоэкологических целей (на примере бассейна р. Локна) // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 18. М.: Географический факультет МГУ, 2012.
5. *Динамическая геоморфология.* М.: Изд-во МГУ, 1992.
6. *Маккавеев Н.И.* Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., 1955.
7. *Хортон Р.Е.* Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М., 1948.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ СТРОЕНИЯ ЭРОЗИОННО-ДОЛИННЫХ СИСТЕМ ПРИ ВОЗВЕДЕНИИ И ПЕРЕПЛАНИРОВКЕ ГОРОДОВ

Борсук О.А., Ковалёв С.Н.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
borsuko39@gmail.com, kovalevsn@yandex.ru*

Города возникали на торговых путях в различных типах рельефа. Специфика рельефа, особенности рыхлых отложений, его слагающих развитие строительного дела и перехода к застройке ансамблями, постепенно освоение днищ речных долин (строительство на останцах террас в пойменных массивах, конусах выноса балок и оврагов), антропогенные преобразования эрозионного рельефа приводило к гармонии рукотворного и природного. Градоделцы средневековой Руси использовали не только отдельные формы рельефа или комплексы форм, но и окружающий морфологический пейзаж.

Обратимся к особенности самых древних русских городов-крепостей, поставленных по границам нашего Отечества.

Архитектурно – планировочное решения исторических русских город также привязаны к особенностям эрозионно-аккумулятивных систем. Расположение города на речных террасах и склонах долин, использование при впадении притоков в главную реку, крутые резанные речные излучины, полуострова и острова на озерах и реках, как например, крепости Орешек и Остров, многочисленные древние крепости на глинте, протянувшимся на сотни километров на северо-западе России (Ям, Копорье и другие). Для каждого города – стражника Древней Руси были характерны не только оборонительные функции, но и определенная эстетика, находившая отражение как в плановой, так и в высотной характеристиках города. Улицы исторических городов привязаны к определенным элементам рельефа – речным, озерным или зандровым террасам, естественным стройплощадками для возведения городских ансамблей.

Яркий пример воздействия рельефа на архитектурно – планировочные решения дают древнерусские города Великий Новгород и Суздаль. Главная градостроительная ось в этих городах – река. Реки, разные по размерам, использовались зодчими для увязки различных городских ансамблей и доминант в виде колоколен и храмов, соседствующих друг с другом, создавая визуальные связи, вошедшие в классику русской архитектуры. У озера Ильмень, в истоке Волхова поставлены Рюриково городище и Юрьев монастырь. Размытые моренные отложения в истоке р. Волхов сформировали всхолмления, на которых были возведены главные ансамбли левобережья – монастыри и кремль. На правобережье, на надпойменных террасах р. Волхов были устроены на нижнем уровне торжище (Ярославово дворище), вдоль бровок речных террас поставлены храмы. Древние старичные понижения на правобережье и овраги включались в фортификационную систему. Зодчие не нарушали сложившейся природной эстетики приречного ландшафта, неровности рельефа они усиливали объемами возводимых ансамблей и высотными доминантами храмов. Заметим, что при прокладке сухопутных дорог использовались любые перепады рельефа, соответственно изменялась и точка наблюдения. Отдельные здания и целостные ансамбли то возвышались при подъеме из понижения, то уходили

вниз, когда путник поднимался на гору. Менялось обрамление отдельных зданий и ансамблей, силуэт и даже колористика «на фоне неба либо земли».

Не менее интересен в этом отношении Суздаль, древняя планировка его была построена на контрасте лево- и правобережья, продольная ось р. Каменки не использовалась. Позже город, после неоднократных пожаров и разорений, начал вытягиваться вдоль реки. Ныне существует план углубления русла небольшой реки с тем, чтобы на ладях туристы могли проплыть по Каменке, где повороты русла раскрывали бы все новые и новые городские панорамы, удивительно точно встроенные в городской рельеф.

Остановимся еще на одном примере, рассмотрев привязку архитектурно-планировочных решений к рельефу в городе Валдай. Город не очень древний, он амфитеатром спускается к озеру, а его планировочная ось – залив в озере. Прекрасные виды открываются с разновысотных визуальных точек города на Иверский монастырь, расположенный на острове. Обратный взгляд от монастыря на город позволяет его увидеть во всей красе как бы сбегающим по достаточно крутым склонам.

Один из излюбленных мотивов архитектурно-планировочных решений в исторических городах – возведение их на двух излучинах, различных по размерам рек. Город Москва, Вологда и Боровск «оседлали» подобные излучины,строив высотные доминанты – колокольни и крупные ансамбли на своеобразных мысах – поворотах долин. Открывая книгу М.П. Кудрявцева «Москва – Третий Рим» (1994), а в ней главу «Древняя Москва и природный ландшафт», читатель совершает замечательное путешествие в прошлое и сможет на реконструкциях, проведенных автором, увидеть бережное отношение к исходной природной основе города и удивительно четкой привязке его плана и силуэта к долинному и придолинному рельефу.

В застройке городов можно выделить два аспекта – утилитарный и эстетический. Внутри городских границ постройками были заняты наиболее дренированные участки, т.е. более возвышенные, сложенные фильтрующимися грунтами: бровки склонов, вершины гряд и холмов. Сооружения, обслуживающие транспорт, располагались поблизости от реки. Поэтому городские улицы и площади не осмысливались как архитектурно-пространственная основа композиции города, они никогда не получали регулярного архитектурного обрамления, но обладали живописной трассировкой, обусловленной рельефом местности. Общеизвестно, что древние русские города, нерегулярные по планировке, четко увязанные с рельефом местности, – одна из вершин мирового градостроительного искусства.

Сегодня можно говорить о нескольких типах городов по соотношению природной и созданной архитекторами регулярной застройке городов, где рельеф, как снова ландшафта, подавляется засыпанием малых эрозионных форм, срезанием неровностей, подрезкой склонов и созданием откосов.

Остановимся на типологии исторических городов и связи с рельефом, отметим значительные антропогенные преобразования в эволюции старых исторических городов.

Заметим, что средневековые города, кроме селитебных функций, выполняли и защитные, оборонные функции, а также были центрами торговли и ремесел. В основе любого древнего русского города была крепость, именовавшаяся детинцем, кремлем (кромом), и прилежавший к ней посад – поселение, которое могло быть охвачено своей линией укреплений. Городские укрепления – внешняя линия обороны города – в

простейшем и типичном случае состояли из крепостного вала и рва; эта пара искусственных форм рельефа возникала закономерно: грунт, освобождавшийся при рытье рва, отсыпался в виде внутреннего вала. Городские валы в виде насыпи трапециевидного сечения можно видеть в Переславле – Залесском или Ростове Великом, Дмитрове, Белозерске.

Поскольку в старые времена возможности по переделыванию города были невелики, первые русские города всецело подчинялись природной пластике рельефа и гидрографии и вследствие этого имели свободную нерегулярную планировку. Часто планировка города задавалась сочетанием укреплений и природных черт местности. Расположение города на берегу озера подсказывало его жителям возможность оградить город от окружающей равнины полукруглым рвом с валами за ним. Так задавалась полукруглая планировка; таковы, например, Ростов Великий, занявший озерную низкую террасу; Белозерск, Дмитров, что встал на правом борту долины реки Яхромы, на первой надпойменной террасе, а ров, окружающий кремль, наполнялся грунтовыми водами верховодки.

Когда города возникали на стрелке, где две реки сливались под широким углом, возникала так называемая сегментная планировка, в которой развитие посада шло вдоль обеих рек, при этом крайние улицы были развернуты друг относительно друга под углом 70-120°. Именно такая схема наилучшим образом защищала город от вторжений: между двумя реками по дуге прорывался защитный ров внешних укреплений. Неслучайно секторную первоначальную планировку имело большинство древнерусских городов – Туров, Переяславль, Чернигов, Псков, Рязань, Пронск, Брянск, Ярославль, Нижний Новгород, Тверь, Москва. Лишь более позднее развитие посада, перешагнувшего за реку, расширяло первоначально узкий сектор жилой застройки сначала до сегмента (Ярославль), затем до полукруга (Нижний Новгород) или полной окружности (Москвы).

С ростом поселения как естественные реки и овраги, так и искусственные препятствия (рвы и валы) чаще всего становились помехой для застройки, которая все более удалялась от кремля. Уже поэтому судьба их была предрешена: отрицательные формы рельефа засыпались, положительные срывались и выравнивались, как утратившие свои фортификационные качества и служившие помехой новому этапу освоения территории. Место валов часто занимали бульвары, украшавшие город.

Та или иная планировочная система закладывалась с самого начала развития древнерусского города. Однако по мере дальнейшего его развития вступало в действие множество факторов, корректирующих его структуру. Возникали улицы и переулки, трассы которых занимали наилучшие для передвижения положения на местности. Кроме того, при расположении дворов учитывалась необходимость устройства естественного водостока. Строители старых городских улиц располагали жилые дома вдоль ребер – водоразделов, а тальвеги оставляли свободными от застройки. Наилучшим образом этот принцип градостроительного освоения сохранился в тех частях русских городов, которые возведены на обширных днищах крупных рек, (например, Волги), а также первой надпойменной террасе, сохранившей свой древний, сформировавшийся на пойме мезорельеф (Великий Устюг). В заволжской части Ярославля можно ясно видеть линии улиц, протянувшиеся параллельно берегу Волги. При этом дома поставлены на высокой части пойменных грив, в то время пространства между понижениями никогда не застраивались и использовались под сенокосы и пастбища. Сухие песчаные гривы поймы

Волги служили хорошим основанием для фундаментов домов, которые к тому же сажались на высокий подклет, что позволяли жителям переживать нередкие волжские паводки с выходом воды за пределы пойменных бровок. В межгрядных понижениях, где уровень грунтовых вод практически всегда находился у дневной поверхности, для лучшего дренажа откапывались пруды, а для русла так называемых волушек.

Столкновение, не во всем удачное, идеи регулярной планировки с природой российских городов не могла не привести к формированию собственного стиля русского строительства, который в полной мере проявился в XIX веке в эпоху так называемого позднего классицизма. Утвердившиеся регулярные прямоугольные планировочные сетки постепенно адаптировались. Приспосабливая их к фактуре городов, архитекторы научились лучше понимать пластику рельефа: территорию города делили на части, вписанные в ту или иную форму рельефа (пойма, терраса, склон долины, водораздел, сводовая или склоновая часть холма и т.д.). В каждой из этих частей прямоугольные сетки улиц нарезались уже не случайно и не по прихоти планировщика, а в соответствии с экспозицией и крутизной склона. При этом учитывались речные излучины и очертания берегов, уступы плато и бровки коренных склонов, конфигурация привершинных поверхностей, препятствия в виде оврагов и другие обстоятельства. Для соединения различных элементов городской ткани выстраивались улицы самой различной, но целесообразной формы: кольцевые, ломанные, прямые. Значимые детали природного ландшафта: русла рек, гребни местных водоразделов стали играть роль планировочных сетей и притягательных мест. Появились сетки улиц, выстроенные вдоль набережной, бульвары, сбегавшие с вершин холмов, или площадки, появившиеся на ступенях рельефа. Возникло и укрепилось понимание выраженности открытого пространства, так как стало ясно, что созерцание значительных архитектурных сооружений требует не скупенности, а, напротив, раскрытости на ближайшее окружение.

Силуэты городов подчеркивали пластику рельефа. Архитектурные ансамбли либо уменьшали контрастность рельефа, либо усиливали ее, подчеркивая массивностью объемов возводимых сооружений.

Фортификационные функции для подавляющего большинства городов заменялись торгово-ремесленными, а позже промышленными. Город становился центром образования и просвещения. Старые центры сохранились как память о прошлом. Но именно они притягивают ценителей и туристов уютностью встроенностью рукотворных творений в природные долины – бассейновые ландшафты.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ДУКЧИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2009 Г. В ПРИМАГАДАНЬЕ

Важенин Б.П.

Северо-Восточный комплексный НИИ ДВО РАН, г. Магадан, vazhenin.bp@mail.ru

Считается, что сейсмодислокации – гравитационные и тектонические деформации рельефа и горных пород – возникают лишь при самых сильных землетрясениях с магнитудой около 6-6,5 и более. Это мнение основано на изучении последствий множества современных разрушительных землетрясений. Оно отражено в структуре

формул для вычисления магнитуды древних землетрясений по палеосейсмодислокациям, авторы и пользователи которых: Д. Точер; К. Иида; Н.В. Шебалин; В.П. Солоненко; В.С. Хромовских и А.А. Никонов; М. Бонилла; Р. Марк; Ю.В. Ризниченко; С.Д. Хилько; В.С. Хромовских и Л.Г. Обухова. Эти формулы в обобщенном виде выглядят так: $M = C + k \lg L$ (или S); где M – магнитуда; C – постоянная величина, изменяющаяся у разных авторов от 4,88 до 6,3; $\lg L$ (или S) – десятичный логарифм длины сейсмогенной зоны разломов, в км (или площади плейстосейстовой области, в км²); k – коэффициент, варьирующий в разных формулах от 0,53 до 1,3. Наличие в них константы (C), которая составляет обычно большую часть определяемого значения магнитуды, объясняется фактом возникновения сейсмодислокаций только при достижении землетрясениями порогового значения магнитуды – 4,88.

С 2001 по 2013 гг. в окрестностях г. Магадан на удалении от него до 230 км произошло 11 землетрясений с магнитудой от 4,2 до 5,4. Два ближайших из них с очагами на глубине около 10 км зарегистрированы на расстоянии не более 25 км от центра города. Первое – 3(4) ноября 2004 г. с эпицентром в море южнее п-ова Старицкого имело магнитуду 4,2, второе – 26(27) декабря 2009 г. с эпицентром в Дукчинских горах, было немного сильнее – $M=4,7$. Эти землетрясения напугали магаданцев, но не причинили заметного ущерба – даже в ближайшем к эпицентру поселке Снежная Долина. Тем не менее, несмотря на умеренную силу Дукчинского землетрясения, оно вызвало некоторые интересные последствия, запечатлевшиеся в рельефе Дукчинских гор (рис.1).

При просмотре автором серии крупномасштабных космоснимков (с пространственным разрешением около 1 м) интернет-сервиса Google Earth, выполненных после 5 июля 2010 г., в Дукчинских горах (к северу от г. Магадан) обнаружены ландшафтные аномалии, которые не были выявлены ранее. Причем эта территория тщательно изучалась в 1990-х гг. по космо-, аэроснимкам и полевыми маршрутами в связи с обнаружением там крупных палеосейсмодислокаций роя Дукча [Важенин, 1992, 2000] (что и позволило обратить внимание на неизвестные аномальные ландшафтные формы). На площади около 150 км² было закартировано 10 крупных скальных обвалов и оползней объемами от 1 до 37 млн м³, пространственно и, очевидно, генетически связанных с системой разрывных нарушений, выделяющихся резкостью на фоне существенно сглаженного рельефа вершинных поверхностей и склонов. Обнаружено также свыше десятка мелких обвалов и оползней объемами менее 1 млн м³. Разрывные нарушения большей частью имеют вид трещин без видимого смещения по ним, а также сбросовых уступов и реже – расщелин. По величине площади роя палеосейсмодислокаций Дукча (156 км²) вычислена (по формуле Дж. Адамса: $M = 0,5 \lg S + 5,9$ [Adams, 1981]) магнитуда древнего землетрясения – 7,0.

Ландшафтные аномалии, выявленные на материалах космосъемки от 5 июля 2010 г. присутствуют и на серии более поздних снимков юга Дукчинских гор вплоть до 23 сентября 2014 г. Но их нет на всех более ранних снимках – с 14 и 19 (для разных участков) августа 2009 г., и до 2004 г. Аномалии на снимках в мелком масштабе имеют вид серии из семи протяженных – длиной до 1 км и более – светлых полос шириной от первых метров до 46 м. Они расположены преимущественно по тальвегам низкопорядковых долин, и хорошо заметны на фоне залесённых склонов. Эти долины длиной от одного до пяти километров находятся на правом берегу р. Дукча, ручьев Снежка¹ и Перевальный².

¹ Бытующее неофициальное название.

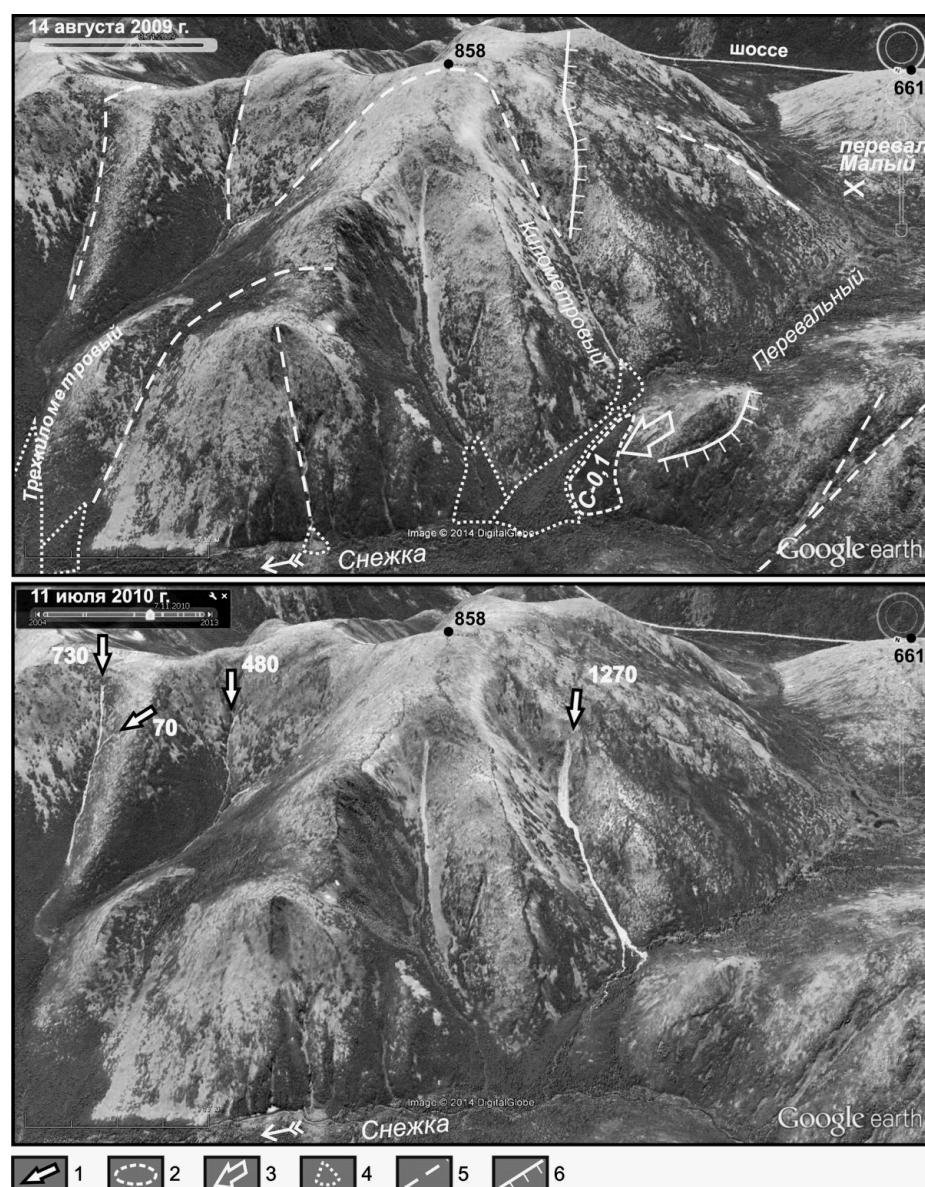


Рис.1. Западный фланг участка ландшафтных аномалий в Дукчинских горах до и после землетрясения 26(27) декабря 2009 г. 1 – вершины глыбовых лавин, возникших по формирующимся расщелинам и их длина в метрах; 2 – контур палеосейсмообвала Снежка-0,1 объемом 100 тыс. м³; 3 – трасса смещения обвала; 4 – контуры пролювиально-селевых конусов выноса; 5 – разломы, выраженные в рельефе, без видимого смещения по ним; 6 – сбросовые уступы; нижний кадр датирован 11-м июля, а не 5-м, т.к. он качественней.

Только самая большая из ландшафтных аномалий – длиной 1270 м – занимает почти весь тальвег, с расположенным выше крутым склоном, короткой долилки руч. Километровый, устьевой конус выноса и выходит за его пределы. Она представляет собой довольно крупную обвальную глыбовую лавину, сорвавшуюся с крутого коренного склона. Здесь четко выделяется продолговатая ниша отрыва длиной 125 м и шириной 35 м. Линейность её определяется заложением по зоне дробления в коренных гранитоидах Магаданского батолита вдоль сбросовой трещины, прежде слабо выраженной в рельефе крутого склона. Она имеет теперь вид неглубокой (в первые метры) расщелины или,

² Название этого и других ручьев – Километровый, Трёхкилометровый и Пятикилометровый – вводятся здесь впервые для безымянных водотоков.

скорей, рывтины. Ниже располагается участок транзита с частичной аккумуляцией глыб на изломе тальвега перед сужением лавины с 46 до 12 м, продолжающемся до конуса выноса. На его вершине начинается область аккумуляции, где лавина расширяется до 32 м. Часть глыбового обломочного материала пронеслась по боковым радиусам конуса выноса руч. Километровый и даже достигла вершины конуса выноса руч. Перевальный (рис.1).

В водоразделе рр. Магаданка, Дукча и руч. Снежка за почти 11-месячный период между 14 августа 2009 г. и 5 июля 2010 г. возникло еще шесть таких же по сути, хотя и меньших по длине и ширине, каменных лавин. Также угадывается их заложение не по новообразованным, а, скорей, по подновленным трещинам. Одна из лавин длиной 730 м – в правом отвершке руч. Трёхкилометровый – имеет ширину от первых метров до 12-16 м. Другие выглядят менее внушительно, но явно видны на космоснимках 2010 г. и только местами – «пунктирно» – просматриваются на снимках 2009 г. Это подтверждает то, что трещины по тальвегам уже существовали, но резко подновились – с одновременным образованием каменных лавин – в период между указанными датами.

Все семь глыбовых лавин расположены очень компактно – в виде роя, в пределах участка размером $6,6 \times 2$ км, ничем не выделяющегося на фоне окрестных гор: ни высотой, ни крутизной склонов, ни геологическим строением, ни тектонической раздробленностью. Единственная особенность его заключается в том, что он находится на южной периферии роя палеосейсмодислокаций Дукча, занимающего большую часть Дукчинских гор. От середины нового роя до инструментально определенного эпицентра Дукчинского землетрясения 26(27) декабря 2009 г. – в верховье долины р. Дукча – всего 7,4 км. Глубина его очага по инструментальным данным – 10 км. Вблизи этого эпицентра никаких новообразованных сейсмодислокаций нет, из чего следует, что реальный эпицентр находился, все-таки, в границах описываемого нового роя каменных лавин.

Едва ли случайны совпадения в пространстве и времени таких значимых явлений, как: 1) размещение компактного роя каменных лавин вблизи инструментально определенного эпицентра; 2) попадание дат Дукчинского землетрясения и возникновения лавин (с признаками сейсмодислокаций) в «вилку» между датами космосъемки 14 августа 2009 г. и 5 июля 2010 г. Следовательно, этот рой с высокой вероятностью можно интерпретировать, как серию гравитационных сейсмодислокаций Дукчинского землетрясения 26(27) декабря 2009 г. Действия иных агентов рельефообразования для создания столь крупных деформаций рельефа, например, мощных (хотя бы, таких, как летом 2014 г., да еще и фантастически локальных) ливней, за 11 месяцев не наблюдалось. Более того, 8 из них пришлось на снежную зиму. Снег, несомненно, сыграл роль смазки, удлинив путь транзита глыб.

Вычисление магнитуды (при площади роя $13,2 \text{ км}^2$) по формуле Дж. Адамса дало величину – 6,5, что существенно больше определенной инструментально – 4,7. Даже если принять волевое решение о снижении константы в этой формуле с 5,9 до минимума по прецеденту (в других аналогичных формулах) – 4,88, то и в этом случае магнитуда получится великоватой в сравнении с инструментальной – 5,44. Остается либо признать инструментальное определение заниженным, либо считать, что сейсмодислокации могут возникать и при магнитудах около 4,7 и еще чуть менее, например, вследствие очень высокой в некоторых местах величины обвального потенциала [Важенин, 2000, 2011], какая, вероятно, была в Дукчинских горах перед землетрясением 2009 г., очаг которого не

просто находился на глубине не более 10 км, а и, скорей всего, вышел на поверхность Земли.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ЛИВНЕЙ 2014 Г. В Г. МАГАДАН

Важенин Б.П.

Северо-Восточный комплексный НИИ ДВО РАН, г. Магадан, vazhenin.bp@mail.ru

Из сообщений СМИ. В 20-х числах июля 2014 г. в г. Магадан и в области прошел мощный дождевой паводок. За несколько дней выпало 175 мм осадков, что составило более трёх месячных норм. Столь обильных ливней не было за всю историю метеонаблюдений, начиная с 1936 г. Подтоплены 46 частных жилых домов, один из которых полностью разрушен. В зону затопления попали 5 социально значимых объектов. Закрыты для движения 41 км автодороги Палатка-Кулу-Нексикан, автодорога Магадан-Армань-Талон, 5-й км автодороги Солнечный-Ола, участок федеральной автодороги «Колыма». Вода подмыла фундамент площадки музея военной техники, и в реку упали два экспоната – самолеты Су-15. По приблизительным данным, урон нанесенный, паводком в Магаданской области, оценивается в 700 млн. рублей. К счастью, обошлось без человеческих жертв.

Информация об ущербе, полученная из анализа крупномасштабных космоснимков интернет-сервиса Google Earth с датами до (1 июля) и после (16 августа) паводка, и с разрешением около 1 м. В реку смыло приблизительно два десятка частных гаражей, подтоплено на автостоянках и унесено потоком немало личных автомашин. Из 31 моста на территории города, изображенных в пределах карты (рис.1), полностью разрушено 14 и три сильно повреждено. Следует отметить, что все 9 капитальных мостов, построенных на магистральных автодорогах, устояли. Из 15 мостов на второстепенных автодорогах разрушено полностью 7 и повреждено еще три. Уничтожено 7 пешеходных мостов из 8.

Изменение флювиального рельефа вследствие паводка. Площадь г. Магадан в административных границах составляет около 1 200 км². На застроенную часть приходится лишь около 50 км², что не намного превышает 4 %; остальное – низкогорья с лиственничниками, кедрово-стланиковыми зарослями, горной тундрой и гольцами. Южную («центральную») часть территории города дренируют реки: Магаданка (длиной 27 км, IV-й порядок), Каменушка (17 км, III-й порядок) и Дукча (35 км, V-й порядок).

Как известно из сообщений СМИ и представлено на карте (рис.1), наибольший ущерб стихия причинила участкам города, прилегающим к рекам Магаданка и Каменушка. Площадь сечения русла под капитальными мостами оказалась достаточной для пропуска столь мощного паводка, хотя и была на пределе. Это реализовалось, несмотря на то, что, например, русло Магаданки увеличилось по ширине с обычных 7-10 м – редко 15 м – до 40 м и более. Ширина Каменушки в ее обычном («околомеженном») состоянии не превышает 4-15 м, тогда как перед мостом у Магаданской ТЭЦ на дороге из центра Магадана в пос. Армань река разлилась на 45 м. При впадении в море рек Магаданка, Дукча, ручьев Весёлый, Обручальный, Холодный и

др. возникли или значительно увеличились в размерах, или сильно видоизменились подводные дельты.

Изменение рельефа склонов. Заметные преобразования вследствие ливней произошли на берегах Охотского моря: как на врезаемых в слабо литифицированные алевролиты и аргиллиты нагаевской толщи миоцена, так и на скальных, сложенных преимущественно гранитоидами мелового Магаданского батолита. На большей части крутых берегов изученной территории возникли многочисленные гравитационные дислокации (рис. 1).

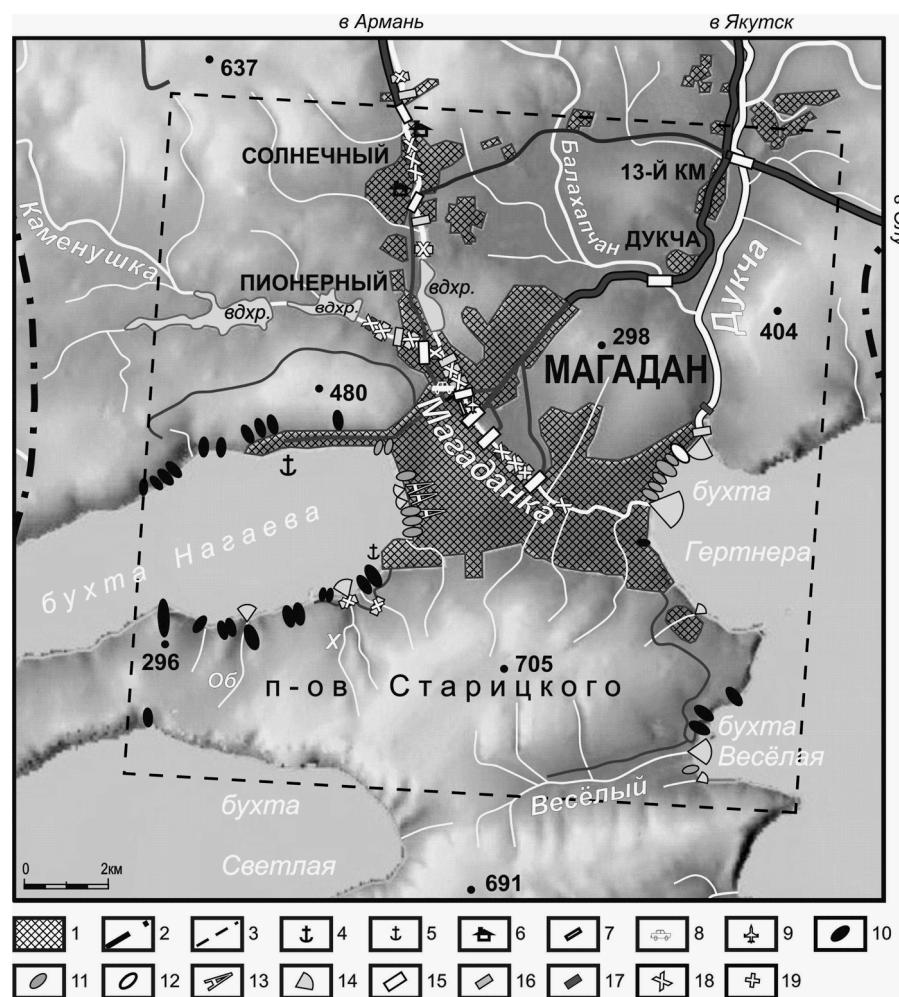


Рис. 1. Южная («центральная») часть территории г. Магадан, наиболее пострадавшая от экстремальных ливней летом 2014 г.: 1 – застроенная часть города с пригородными и дачными посёлками; 2 – фрагменты административных границ города; 3 – участок, на который в интернет-сервисе Google Earth размещены крупномасштабные космоснимки с датами до и после ливней; 4 – морской торговый порт; 5 – рыбный порт; 6 – частные жилые дома и дачные домики, разрушенные водной эрозией; 7 – частные гаражи (около 20 шт.), смытые рекой; 8 – автостоянка с подтопленными и частично снесенными в реку автомобилями; 9 – разрушенный музей военной техники; 10 – оползни и обвалы-оползни со скальных склонов; 11 – оползни со склонов, сложенных алевролитами и аргиллитами миоценовой нагаевской толщи; 12 – селевые выносы; 13 – новообразованные или резко увеличившиеся после ливней овраги; 14 – устьевые конусы выноса и подводные дельты, возникшие или заметно изменившиеся после паводка; 15 – мосты на магистральных автодорогах; 16 – мосты на второстепенных автодорогах; 17 – пешеходные мосты; 18 – полностью разрушенные паводком мосты; 19 – сильно поврежденные паводком мосты; Об – руч. Обручальный, Х – руч. Холодный

У подножий высоких скальных береговых уступов бух. Нагаева появилось свыше 20 оползней, обвалов-оползней и каменных лавин размерами (вместе с нишами отрыва) преимущественно до 50-90 м. Максимальная по длине (до 480 м) каменная лавина сошла с г. Каменный Венец (рис.1, абс. отм. 269 м); другая эрозионно-гравитационная деформация склона достигла длины 230 м по падению. На северо-западном берегу бух. Весёлая образовалась почти сплошная серия обвалов-оползней размерами до 60-120 м.

С клифов восточного берега бух. Нагаева и северо-западного берега бух. Гертнера, сложенных алевролитами и аргиллитами, сошло около двух десятков обвалов-оползней, оползней-осовов, оползней-оплывин размерами до 40-70 м. На Восточном Нагаевском клифе возник один и существенно подновились два глубоких оврага длиной от 110 до 200 м. Совсем небольшой оползень объемом в кубометры на северном фланге клифа врезался уже в обочину Портового шоссе, что грозит разрывом связи города и всей Магаданской области с морским торговым портом [Важенин, 2012]. На северо-западном берегу бух. Гертнера, в устье безымянного ручья образовался небольшой селевой вынос.

Выводы. Максимальные изменения флювиального рельефа произошли на реках Магаданка, Каменушка и ручьях Холодный, Весёлый, долины которых в значительной степени техногенно видоизменены: перекрыты многочисленными мостовыми переходами, застроены складами, гаражами, дачами и т.п. В то же время, в рельефе бассейна р. Дукча изменения минимальны. В ее подводной дельте появились четко выраженные рукава. Уцелели немногие автомобильные и пешеходные мосты на самой реке и ее притоках, кроме, вероятно, одного пешеходного моста в пос. Снежная Долина – вне изученного участка.

Большое количество (свыше 40) отдельных экзогенных деформаций рельефа 2014 г. лишь в полтора раза меньше числа гравитационных и тектонических палеосейсмодислокаций, закартированных в голоценовом рое Магадан почти на той же (чуть большей) территории [Важенин, 2014 а, б]. При этом палеосейсмодислокации в значительной мере также «привязаны» к морским берегам. А если из них учитывать только гравитационные разновидности (обвалы и оползни), то их окажется даже в два раза меньше, чем новых экзогенных гравитационных деформаций. Это наталкивает на мысль о сравнимости по масштабу геоморфологических последствий ливней 2014 г. со следами сильного голоценового землетрясения с магнитудой около 7,2. Однако, при сравнении отдельных древних сейсмообвалов и сейсмооползней с экзогенными деформациями 2014 г., оказывается, что они, будучи близки по гравитационному происхождению и геоморфологической позиции, существенно различны по величине, строению и даже вещественному составу.

Собственно обвально-оползневые экзогенные тела (без ниш отрыва) имеют размеры преимущественно до 30-50 м. Только отложения глыбовой лавины, сошедшей с г. Каменный Венец при ширине 20-30 м простираются по падению на 200-300 м. Но мощность их незначительна – первые метры, что обусловлено небольшой глубиной захвата только в пределах мощности склонового чехла. Также маломощны и все остальные экзогенные оползни скальных склонов. Они большей частью имеют вид обвально-осыпных конусов выноса, плащевидных потоков, осовов и оплывин. В их составе – склоновый материал, включающий все размерные фракции – от глыб, валунов и щебня до супеси.

Сейсмогенные обвалы и оползни голоценового роя Магадан имеют на порядок большие горизонтальные размеры – до 400-800 м – и на два-четыре порядка большие объемы. Мощность их достигает десятков метров. Они более изометричны. Только самые мелкие гравитационные палеосейсмодислокации несколько приближаются к экзогенным по размеру. Все сейсмогенные обвалы и оползни сложены скальными породами в разной мере дробленными: преимущественно до размерности глыб и щебня, а также до меньших гранулометрических фракций. По геометрической форме среди них обычны глыбовые обвалы-потоки, почти «идеальные» [Важенин, 2000, 2011] обвалы, блоковые оползни.

Экзогенные оползни и обвалы-оползни, сошедшие со склонов, сложенных слабо литифицированными алевролитами и аргиллитами, еще больше отличаются от сейсмогенных уже хотя бы ввиду их специфических литологических свойств, способствующих переувлажнению и обретению текучести грунтов. Это приводит к формированию оползней обычно в виде распластанных оплывин.

Таким образом, экзогенные и сейсмогенные гравитационные тела существенно различаются по размерам, строению и составу. Это позволяет уверенно выделять сейсмогенную и экзогенную составляющие из совокупности гравитационных форм рельефа.

ОЦЕНКА ОПАСНОСТИ РАЗВИТИЯ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ПРОРЫВЕ ЛЕДНИКОВЫХ ОЗЕР В ГОРАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Висхаджиева К.С., Черноморец С.С.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
vishadgieva_k@mail.ru, devdorak@gmail.com*

Процесс деградации горного оледенения, активно протекающий в настоящее время, сопровождается образованием ледниковых озер [4]. Многие из этих озёр впоследствии оказываются спущенными, в том числе в результате прорывов подпруживающих их дамб. Если русло реки, в верховьях которой находится ледниковое озеро, имеет значительный уклон, а в днище долины и на прилегающих склонах имеется достаточное количество рыхлообломочных отложений, то прорыв озера сопровождается сходом селей или селевых паводков, обладающих огромной разрушительной силой. Указанные процессы происходят в большинстве высокогорных районов мира. Не являются исключением и горные районы Центральной Азии [2,3,5]. Здесь проблема опасности схода селей в случае прорыва ледниковых озер усугубляется тем, что некоторые селевые бассейны являются трансграничными, то есть зародившийся на территории одного государства сель может причинить ущерб населению и хозяйству другого государства.

В связи с этим были рассмотрены два региона, характеризующихся активными процессами деградации горного оледенения и образования ледниковых озер: бассейн реки Шехмардан (Алайский хребет, Киргизия и Узбекистан) и бассейны рек в районах Вахан и Зebak провинции Бадахшан (Гиндукуш, Афганистан) (Рис.1). Целью работы была оценка опасности развития в этих регионах катастрофических селевых процессов при прорывах ледниковых озер.



Рис.1. Положение исследуемых районов.

Для реализации поставленных целей необходимо было первоначально провести инвентаризацию озер, а затем оценить степень их прорывоопасности. Предварительное картографирование озер производилось с помощью метода автоматизированного дешифрирования. Для этого по данным многоканальной съемки спутниковой системой Landsat 8 был рассчитан нормализованный водный индекс NDWI [1], затем с помощью визуального анализа был определен диапазон значений данного индекса, характерный для ледниковых озер. Далее по трехмерной модели рельефа SRTM (разрешение 30 м), была построена светотеневая маска, которая позволила исключить из выделенных объектов затененные склоны. В итоге был получен слой для ГИС-проекта, содержащий ледниковые озера. Верификация автоматизированного дешифрирования была проведена путем визуального дешифрирования, с помощью которого также были отдешифрированы ледники, водоразделы, реки, селевые русла, населенные пункты.

Далее по методике, разработанной коллективом авторов (М.Д. Докукин, Е.А. Савернюк, С.С. Черноморец), были определены значения некоторого набора параметров, влияющих на прорывоопасность озера, и составлен каталог озер (Таблица 1).

Анализ каталога показал, что большая часть озер имеет дамбу, сложенную моренным материалом, также много ледяных дамб. Обе являются неустойчивыми к размыву. Подавляющее большинство озер расположено на леднике либо недалеко от края его языка и к тому же имеет подземный сток. Эти факторы также обуславливают высокую степень их прорывоопасности.

Каждый из перечисленных в каталоге параметров был оценен методом экспертной оценки по влиянию на степень прорывоопасности (в соответствии с методикой, разработанной М.Д. Докукиным, Е.А. Савернюк и С.С. Черноморцем для провинции Бадахшан, Афганистан). Таким образом, озера были разделены на следующие категории по степени прорывоопасности: очень низкая, низкая, высокая. Далее, учитывая наличие или отсутствие населенных пунктов и зон хозяйственного освоения, была определена

степень опасности бассейнов как источников схода катастрофических селей: безопасные, потенциально опасные и опасные бассейны. По результатам оценки была составлена «Карта опасности развития катастрофических селевых процессов при прорывах ледниковых озер» и фотокаталоги озер для каждой территории с идентификационными номерами озер и их границами (Рис.2).

Таблица 1. **Фрагмент каталога ледниковых озер бассейна реки Шахимардан (Киргизия, Узбекистан)**

№	Площадь, м ²	Речной бассейн	Характер стока	Тип дамбы	Положение по отношению к леднику	Каскадность	Населенный пункт	Расстояние до населенного пункта, м	Угол наклона русла ниже озера
3	81642,48	Коксу	Поверхностный	Коллювиальная	Экстрагляциальное	Нет	Шахимардан	1617	8,79
4	3328,06	Улуу-Тер	Подземный	Моренная	Перигляциальное	Нет	Иордан	17289	7,66
5	3958,34	Акташ	Подземный	Ледяная	Супрагляциальное	Нет	Иордан	15010	9,25
6	12117,52	Акташ	Подземный	Ледяная	Супрагляциальное	Нет	Иордан	15014	9,28
7	18525,47	Машаланг	Подземный	Моренная	Перигляциальное	Нет	Иордан	14955	8,31

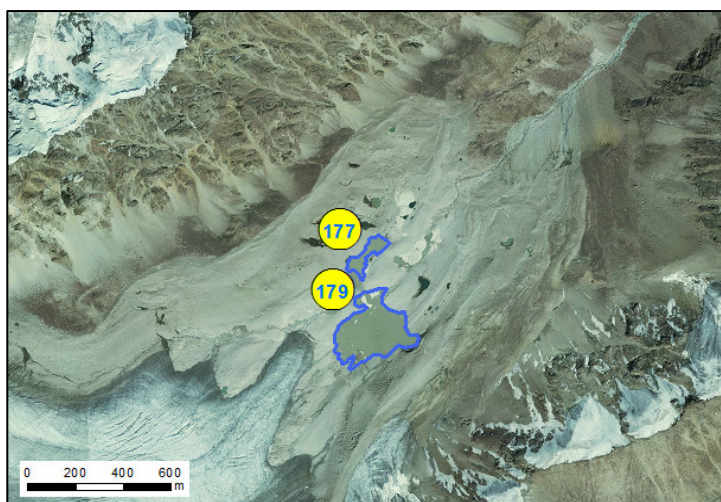


Рис. 2. «Страница» из фотокаталога озер (цифры – номера озер согласно каталогу).

Проведенное исследование показало, что для обеих территорий более половины всех бассейнов с ледниковыми озерами являются потенциально опасными или опасными. Кроме того, показано, что разработанная методика довольно хорошо применима для оценки такой опасности для ранее неизученных регионов, по которым отсутствует

статистическая информация по подобным катастрофическим событиям и не имеется полевых материалов.

Литература

1. Huggel C., Kääb A., Haeblerli W., Teyssie Ph., Paul F. Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: a case study in the Swiss Alps/ Canadian Geotechnical Journal, 2002, №3, pp. 316-330
2. Ives J.D., Shrestha R.B., Mool P.K. Formation of glacial lakes in the Hindu Kush-Himalayas and GLOF Risk Assessment, 2010, Kathmandu: ICIMOD
3. Mergili M., Schneider D., Worni R., Schneider J.F. Glacial lake outburst floods in the Pamir of Tajikistan: challenges in prediction and modeling/ 5th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment Padua, Italy-14-17 June 2011
4. Richardson S.D., Reynolds J.M. An overview of glacial hazards in the Himalayas/ Quatern Int 2000, №65(66), p. 31-47
5. Wang W., Yao T., Yang W., Joswiak D., M Zhu M. Methods for assessing regional glacial lake variation and hazard in the southeastern Tibetan Plateau: a case study from the Boshula mountain range China/ Springer, 2012

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОРТРЕТЫ БАЛТИЙСКОГО, КАСПИЙСКОГО И СЕВЕРНОГО МОРЕЙ

Востоков Е.Н.

ОАО «ВНИИЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ», г. Москва

Северное, Балтийское и Каспийское моря имеют ряд общих особенностей в строении, эволюции экосистем, характере антропогенного загрязнения. Эти моря приурочены к протяжённым (более 1 000 км) линейным депрессиям меридиональной и субмеридиональной ориентировки, наложенным на диагональные и субширотные структуры фундамента и осадочного чехла. Морфоструктуры дна и береговых зон в значительной мере определяются геодинамически активными разломно-блоковыми структурами. Депрессионные зоны активно развивались в течение плейстоцена и голоцена с чередованием трансгрессий и регрессий. Эти моря в своём настоящем виде сформировались на глазах человечества. Одновременно, то есть 5-10 тыс. лет назад, завершилось формирование биоты этих морей. С 20-го века Северное, Балтийское и Каспийское моря подвергаются возрастающему техногенному воздействию, в первую очередь со стороны топливно-энергетического комплекса. Это кардинально влияет практически на все параметры морской среды, прибрежных зон и на биоту. Геоэкологическая характеристика рассматриваемых природных объектов должна включать геологические, геодинамические, геоморфологические, гидрометеорологические, биологические, экологические параметры, а также весь комплекс данных по антропогенному (в том числе, техногенному) загрязнению. Наиболее важные параметры в совокупности образуют «портрет» изучаемого объекта. Различные аспекты геологии, экологии, нефтегазоносности этих морей рассмотрены в работах: О.К. Леонтьев

(1968); П.А. Каплин, О.К. Леонтьев, С.А. Лукьянова, Л.Г. Никифоров (1991); В.К. Гуделис, Е.М. Емельянов (1976); К. Демель (1967); Л.И. Лебедев (1978); П. Хупфер (1982) и др. Балтийское море (вместе с Ботническим заливом) пересекает преимущественно северо-западные и субширотные структуры Балтийского щита, Русской плиты (Балтийская синеклиза), Западно-Европейской плиты. Главная структурная основа моря – Балтийско-Ботническая система рифто-подобных субмеридиональных грабенов. Этим обусловлена генеральная зональность в строении большей части Балтики. В рельефе дна Центральной Балтики протяжённые Готландская и Эландская впадины разделяются вытянутыми островами Готланд и Эланд. Очень важно, что западные и восточные берега и Балтики и Ботнического залива при палеотектонических реконструкциях (совмещении берегов) практически совпадают, что косвенно свидетельствует о рифтовой природе Балтийско-Ботнической системы. Большая часть региона находится в области повышенной сейсмичности вследствие гляциоизостатического поднятия Балтийского щита и опускания южного побережья Балтики. Наиболее сейсмичны (3-5 баллов) прибрежные разломные зоны Ботнического залива и узловые районы Балтики – юго-восточная, юго-западная части Балтики, район Аландских островов. Особенности моря является небольшая средняя глубина (52 м); наличие глубоких заливов и множество больших (Готланд, Эланд, Борнхольм, Саарема и др.) и малых островов. Рассматриваемый Балтийско-Ботнический регион по климатическим и гидрологическим особенностям разделяется на три части: Северную, Центральную и Южную. Северная часть, включающая Ботнический и Финский заливы и северную часть Центральной Балтики зимой покрывается льдом. Южная Балтика находится под влиянием Атлантики. Центральная Балтика характеризуется промежуточными климатическими особенностями, в частности, более мягкой и короткой зимой.

Особенностью водной толщи Балтики является её разделение на поверхностный слой пресных и распреснённых вод и значительно более солёный глубинный слой. Граница между слоями неустойчива и нарушается при штормах. В зоне их взаимодействия в слое раздела происходят под влиянием штормов нерегулярные процессы турбулентного перемешивания. Последние позволяют подниматься в верхний слой обогащённых биогенными веществами глубинным водам и опускаться вниз обогащённым кислородом холодным распреснённым водам. Верхний слой связан с северным речным стоком особенно мощным в северной части Центральной Балтики (р. Нева и реки Ботнического залива). Северный выходящий поток распространяется преимущественно вдоль западного (шведского) побережья. Входящий южный поток солоноватых и солёных вод Северного моря через Датские проливы распространяется параллельно южному побережью, захватывая Арконскую, Борнхольмскую, Слупский желоб и другие глубоководные впадины. В районе Самбийского полуострова он поворачивает на север параллельно восточному побережью.

Для Центральной Балтики (особенно юго-восточной части) характерна крайне неустойчивая гидрометеорологическая обстановка: грозы (до 32 в году), шквалы с ливнями, сильный град (2 раза в году), обильные снегопады и метели (2 раза в году). Опасны шторма, связанные с циклонической деятельностью. Юго-Восточная Балтика выделяется как район с максимальной продолжительностью пасмурных дней (до 150 и более).

Наиболее рыбопродуктивные районы Балтики – юго-западный, юго-восточный угол моря с прилегающими Куршским, Вислинским, Гданьским заливами, район Аландских островов с северной частью Готландской впадины, район Моозундских островов. Это районы сложного рельефа вследствие приуроченности их к тектоническим узлам фундамента и осадочного чехла. Все эти районы являются зонами «сгущения жизни» (по В.И. Вернадскому). Возможно узловые структуры подобно Юго-Восточной Балтики как зоны «сгущения жизни» существуют миллионы лет. В частности, на это указывает скопление янтаря, большое количество зубов акул палеоцен-эоценового возраста, а также других ископаемых форм.

Из-за дестабилизации морской биоты Балтики в соответствии с Международной Хельсинской Конвенцией по защите морской среды (1992г.) создана Хельсинская комиссия (ХЕЛКОМ). Она изучает и контролирует случаи загрязнения, в том числе связанные с добычей, переработкой и транспортировкой углеводородов. Главное достижение этой программы – выделение на море и прилегающей суше «горячих пятен», т.е. различных источников загрязнения. Несмотря на некоторые успехи в ликвидации ряда очагов загрязнения Балтийское море неминуемо эвтрофицируется из-за поступления биогенных элементов (N, P, K и др.). Дно моря и береговые зоны всё в большей степени занимают техногенные системы. Техногенез накладывается на опасные природные процессы, в том числе интенсивный размыв берегов. Основная задача геоэкологов – районирование прибрежно-морских зон, выделение индикаторов загрязнения, составление кадастров для рационального управления ими.

Каспийское море вытянуто в меридиональном направлении на 1 200 км при средней ширине около 310 км. Площадь бассейна Каспия также меридионального направления около 3 млн.км². Протяжённость береговой линии около 8 500 км. Каспийское море - бессточный водоём, резко опущенный по сравнению с уровнем Мирового океана. Море пересекает (с севера на юг): докембрийскую Восточно-Европейскую платформу, эпипалеозойскую Скифско-Туранскую плиту, Альпийский горно-складчатый пояс Кавказа – Копет-Дага. Каспий пересекают два субширотных климатических пояса – умеренный и субтропический с серией климатических областей. Характерно разнообразие берегов и прибрежно-морских зон в целом, как «пассивного» (северная часть Каспия), так и «активного» типа (южный Каспий). В структуре водной толщи сочетаются полярный (северная часть) и субтропический типы водных масс. Особенностью экосистемы является неразрывная связь с прилегающей сушей и зависимость от впадающих в Каспий нескольких десятков больших (Волга, Урал, Кура, Терек) и малых рек. В рельефе дна Каспийского моря выделяется 5 крупных морфоструктурных элементов: Северный Каспий, Мангышлакский порог, Средний Каспий, Апшеронский порог, Южный Каспий. Водные массы трёх частей Каспия объединены в единое целое циклонической системой течений, идущих с севера на юг вдоль западного берега и с юга на север вдоль восточного берега.

По альтиметрии Каспийский регион четко выделяется по нулевой горизонтали которая является геоэкологической границей Каспийской геоэкосистемы. Нулевая горизонталь в целом совпадает с системой разломов, оконтуривающих территорию Каспийской геоэкосистемы. Целесообразно выделять все пространство между нулевой горизонталью и изобатой «–20 м» как единую прибрежно-морскую зону, в пределах которой концентрируются такие важные элементы Каспийской экосистемы, как дельты

Волги, Куры, Урала, Терека др., водно-болотные угодья; некоторые из них (Волго-Ахтубинская пойма, прибрежная зона Ленкоранской низменности и др.) имеют мировое значение. В этой зоне концентрируются многие города региона, десятки месторождений углеводородов и транспортно-энергетические системы, связанные с освоением углеводородного потенциала. Таким образом, вся мелководная зона (до глубины –20 м) и прибрежная суша, вовлеченная в активное взаимодействие с морем, могут быть выделены как главная «техногенная оболочка» моря, в которой происходит взаимодействие эндогенных, экзогенных и техногенных процессов. Изобата «–20 м», которая также является важной геоэкологической границей, как бы отделяет северную мелководную часть от глубоководных средней и южной частей Каспия. Это разделение происходит по Аграхано-Мангышлакскому порогу, с которым связан «свал глубин» – резкое увеличение глубины моря.

Еще одна важная геоэкологическая граница в основных чертах совпадает с изобатой –200 м, отделяет относительно пологую выровненную часть дна (что особенно характерно для восточной части моря) от круто опускающейся системы ступеней, образующих своего рода аналог «континентального склона», также имеющего преимущественно субмеридиональную ориентировку. Выплаживание континентального склона происходит, начиная с изобаты –500 м, которая также является геоэкологической границей, оконтуривающей котловины Среднего и Южного Каспия, являющегося геодинамическим «ядром» (высокая сейсмичность, грязевой вулканизм) Каспийской геоэкосистемы.

Таким образом, намечается зональность в виде системы опускающихся ступеней: водоразделы окружающих гор и возвышенностей – их ступенчатые склоны – подножья гор и возвышенностей – прибрежная (приморская) равнина – береговая зона – мелководная зона шельфа – глубоководная зона шельфа – «континентальный склон» – подножье континентального склона – дно глубоководных впадин. Каждая из этих зон характеризуется спецификой эндогенных, экзогенных и биосферных процессов.

В результате наложения субмеридиональной зональности на более древнюю северо-западную субширотную в современном структурном плане создавались блоковые структуры различных рангов. С наиболее крупными из них связаны важнейшие ландшафтно-геоморфологические области и районы, а также некоторые крупные месторождения углеводородов.

Многочисленные проблемы Каспия можно условно разделить на три взаимосвязанные группы: 1) научно-исследовательскую; 2) отраслевую (природопользование в широком понимании, в том числе; освоение нефтегазовых ресурсов); 3) международно-правовую (с центральной проблемой разделения Каспия на межгосударственные сектора). Одним из перспективных вариантов подхода к решению экологических проблем является **концепция «горячих точек»** – участков активного многолетнего воздействия на среду, её дестабилизации и, в ряде случаев, уничтожения экосистем. К «горячим точкам» относятся как техногенные, так и природные объекты: 1) наиболее загрязняющие природную среду компоненты нефтегазового комплекса; 2) крупные горные предприятия, например, карьеры по разработке рудных и радиоактивных элементов (Мангышлак); 3) портовые и портово-промышленные комплексы; 4) районы проведения в предыдущие годы подземных ядерных взрывов; 5) участки накопления загрязняющих веществ, распространяющие их благодаря водным и воздушным потокам:

6) районы опустынивания; 7) крупные сельскохозяйственные предприятия; 8) опасные природные объекты – грязевые вулканы, районы интенсивных землетрясений и др. Важнейшей особенностью Каспия является пространственное совпадение крупных техногенных объектов с зонами «сгущений жизни», т.е. совпадение биосферных и техногенных узлов.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОПОЛЗНЕЙ ГОРНЫХ РАЙОНОВ ЧЕЧЕНСКОЙ РЕСПУБЛИКИ И СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ

Гакаев Р.А., Даукаев А.А.

ФГБОУ ВПО «Чеченский государственный университет»,
rustam.geofak@yandex.ru

Развитие оползневых процессов относится к основным стихийным бедствиям Чеченской республики. Горная часть, с наибольшей активизацией оползневых процессов, расположена южнее Чеченской предгорной равнины и характеризуется сильно расчлененным рельефом и мягкими, плавными очертаниями. Склоны гор сравнительно пологие, вершины сглаженные. Только местами наблюдается некоторая асимметричность в поперечном профиле продольных долин. Основными формами рельефа Черных гор являются меридионального или близкого к нему направления хребтов. Они постепенно повышаются к югу и обычно представляют собой довольно узкие водоразделы между поперечными долинами двух соседних рек. Своим образованием эти хребты обязаны речной эрозии, и их общее направление не совпадает с простиранием тектонических структур региона (рис. 1) [1].

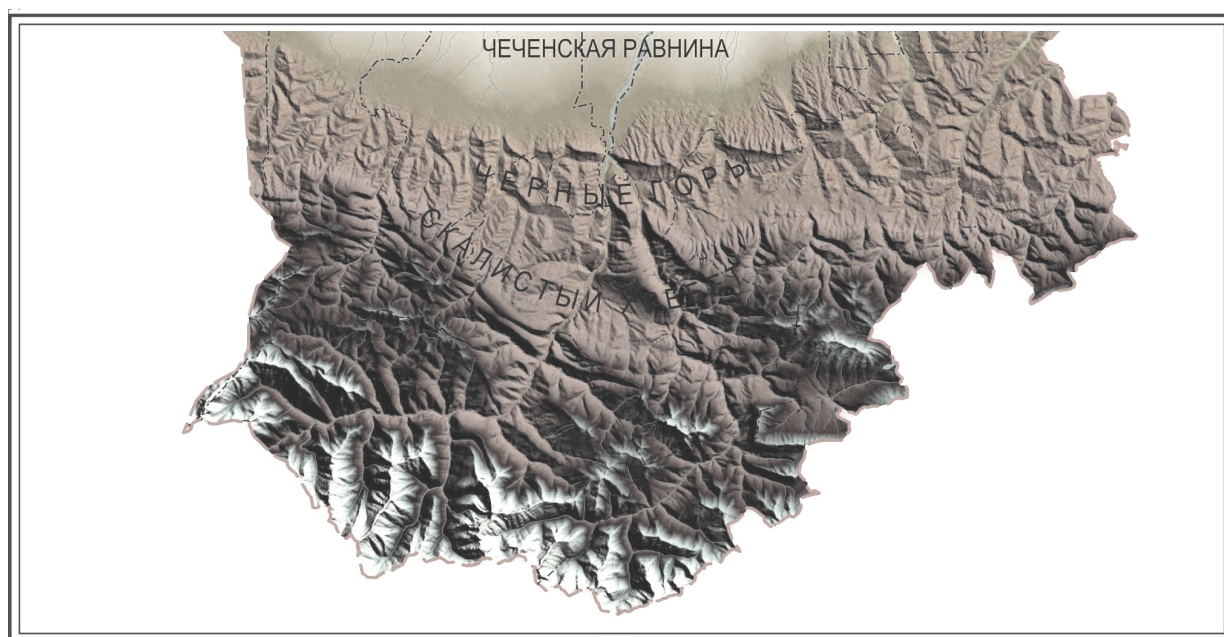


Рис. 1. Рельеф горной части Чеченской Республики (по материалам доклада о состоянии окружающей среды Чеченской Республики) [3].

Проявление склоновых процессов зависит от ряда условий, главными из которых являются: уклоны первичных склонов, мощность и механический состав склоновых отложений, режим их увлажнения. Анализируя течение склоновых процессов в различной природной обстановке, можно видеть, что часть условий определяется региональными особенностями процессов выветривания, характером и режимом выпадения осадков, испарения и т. п. [4].

Помимо геоморфологических особенностей оползнепроявления, большую роль в возникновении оползней играет также гидрологический режим территории горной части Чечни, увлажняемость и климатические особенности.

По совокупности условий оползнеобразования горная часть Чеченской Республики представлена двумя оползневыми районами, Бенойским (восточная часть) и Шатойским (центральная часть), с различной характеристикой возникновения оползней.

Широкому развитию оползневых явлений по территории Бенойского оползневого района способствуют следующие особенности его рельефа: преобладает по площади прямой эрозионно-тектонический (денудационный) рельеф с четким морфологическим отражением в нем структурных элементов Черногорской моноклинали; рельеф территории относительно молодой, активно формирующийся в противоборстве интенсивных современных воздыманий и прогрессирующей эрозии (густота эрозионной сети составляет $2,7 \text{ км/км}^2$), что обеспечивает его высокую энергию (перепад высот достигает 400-600 м) (рис. 2).

Эти особенности рельефа подготавливают неустойчивость склонов массивов, периодически реализуются в оползневых смещениях, интенсивно перерабатывающих первичный рельеф. Для рассматриваемой территории в прогностических целях, важен анализ крутизны склонов, как индикатора оползневой опасности.

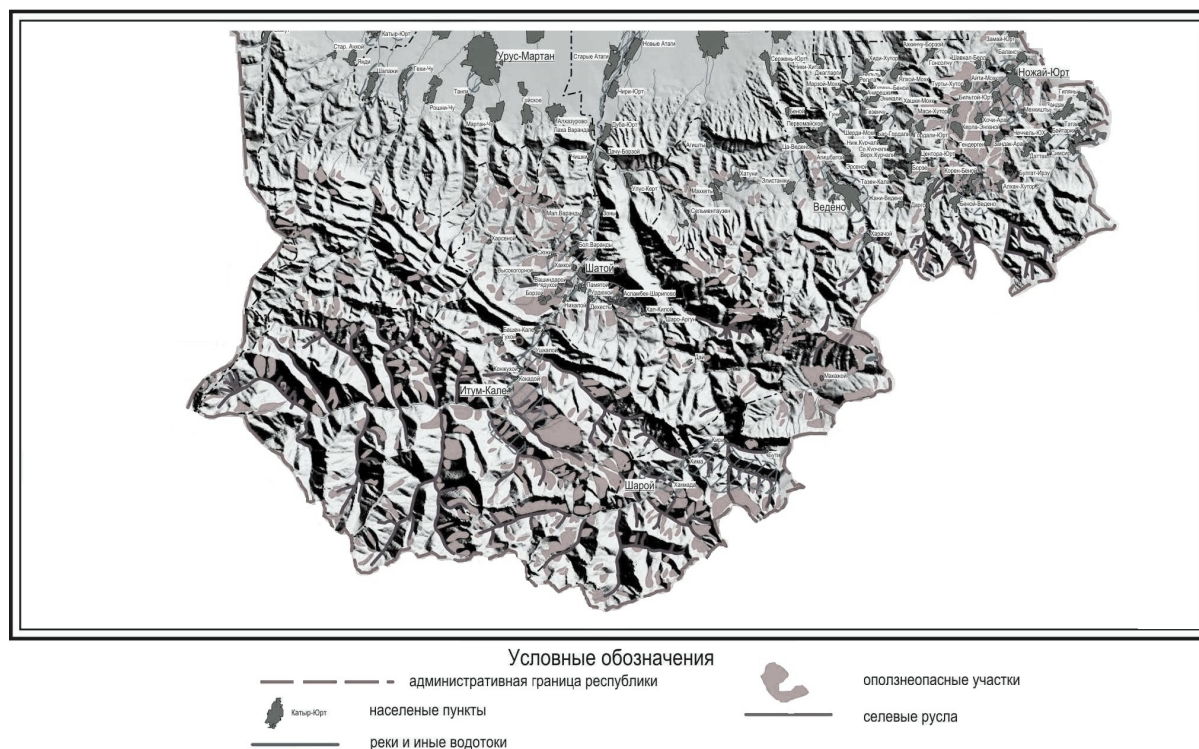


Рис. 2. Оползневые участки горной части Чеченской Республики (по материалам доклада о состоянии окружающей среды Чеченской Республики) [3].

Глубокие оползни срезания образуются при средней крутизне склона порядка 8-12°. В верхней своей части, где зарождаются оползни, склоны несколько круче, до 20-25°. Для оползней скольжения в данном районе наиболее характерен диапазон крутизны от 10 до 20° (при высоте склонов 100-250 м).

Для оползней течения (потоки, оплывины), приуроченных к рыхлым четвертичным образованиям, основным показателем, определяющим критическую крутизну склона, является мощность рыхлого покрова. Для их возникновения при прочих равных условиях требуется тем большая их мощность, чем положе склон.

В геоморфологическом отношении Шатойской оползневой район имеет более ровное строение. Рельеф эрозионный, низкогорный с абсолютными отметками от 600 до 1200 м и относительными превышениями 400-500 м. Эрозионная сеть развита достаточно хорошо. По сравнению с Бенойским районом пораженность территории активными оползнями значительно ниже, что свидетельствует о более низкой динамичности древнеоползневого рельефа. Это объясняется вероятнее всего тем, что современная подвижность Варандийской антиклинали по сравнению с таковой Бенойского антиклинального купола существенно меньше.

Для количественной оценки роли морфометрических параметров рельефа в распространении и развитии различных типов оползней необходимо сопоставление карты размещения оползней с картами крутизны склонов и схемами вертикального и горизонтального эрозионного расчленения [5].

Установлена приуроченность проявления оползней к ландшафтным зонам, соответствующих высотным поясам, режиму увлажнения, постепенному таянию снежного покрова в весенний период, периодизации оползнепроявления в соответствии с условиями высотной поясности.

Проявление оползней характеризуется двумя пиками активности: осенне-зимним и весенним, причем второй является наиболее выраженным. В обоих случаях немаловажное значение имеют осадки теплого периода (апрель-октябрь), в течение которого выпадает от 63 до 82% годовой суммы осадков. Можно предположить, что в некоторые годы их большая часть, а иногда полностью расходуется на поверхностный сток и испарение. Очевидно, что в годы с холодным летом гораздо меньшее количество осадков расходуется на испарение и насыщение склонов будет более обильным. Это подтверждается и фактическими данными. Именно в теплый период происходит ослабление структурных связей глинистых пород в результате их попеременного увлажнения и высыхания, их прочность при этом может уменьшаться. Таким образом, условия увлажнения в теплый период важны как для осенне-зимней активизации, так и для весенней [2,5]. Существуют следующие основные закономерности увлажнения горных пород: чем выше температура воздуха (почвы) в теплый период года, тем выше величина испарения и меньше дождевых осадков проникает в склоновый массив, увлажняя горные породы и наоборот; опускание среднесуточной температуры воздуха ниже 0°C в холодный период года приводит к резкому ограничению; чем выше температура воздуха в период весеннего снеготаяния, тем быстрее оттаивает и на большую глубину прогревается приповерхностная часть горных пород (почвы), а таяние снега и инфильтрационных вод идут интенсивнее, способствуя увлажнению больших объемов горных пород по сравнению с холодными веснами. Не нашедшие выхода воды начинают заполнять рыхлые приповерхностные

отложения. При этом повышается уровень грунтовых вод, увеличивается гидростатическое взвешивание и гидродинамическое давление.

Литература

1. Гакаев Р.А. Условия и факторы развития оползневых процессов в Северо-Восточном Кавказе. Материалы III научно-практической конференции «Экологические проблемы. Взгляд в будущее». Ростов-на-Дону, Изд-во РГУ, 2006.
2. Гакаев Р.А. Ландшафтно-климатические особенности оползнеобразования в Чеченской республике. Тезисы докладов 15-й Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов-2008». М.: Изд-во МГУ им. М.В. Ломоносова, 2008.
3. Доклад «О состоянии окружающей среды Чеченской республики в 2008 г.» Комитет Правительства Чеченской республики по экологии. Грозный, 2009 г.
4. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. – М.: Изд-во «Высшая школа», 1989.
5. Царев П.В., Клименко А.И. Инженерно-геологические свойства грунтов и их изменение при оползневых процессах на территории ЧИАССР. Северо-Кавказское отделение по инженерным изысканиям при строительстве, Ессентуки, 1968.

ТРАНСФОРМАЦИЯ РЕЛЬЕФА ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЯМАЛА В РЕЗУЛЬТАТЕ СТРОИТЕЛЬСТВА ЛИНЕЙНЫХ СООРУЖЕНИЙ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 10 ЛЕТ

Гаранкина Е.В., Мухаметшина Е.О., Шеремецкая Е.Д.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
evgarankina@gmail.com, sheremetskaya@gmail.com*

Рельеф западного побережья Ямала в районе обустройства магистрального трубопровода (МТ) представлен низменной морской аккумулятивной равниной (лайдой), прислоненной к древнему абразионному уступу более возвышенной поверхности. Повторные обследования участка перехода трубопровода через Байдарацкую губу авторами проводились в 2007, 2009 и 2014 гг. на этапах проектирования, строительства и ввода в эксплуатацию объекта с привлечением данных из литературных и фондовых источников.

Протяженность низменного (1-4 м над у.м.) участка берега превышает 4 км, ширина вглубь суши в зоне перехода составляет около 500 м. Субгоризонтальная (до 5°) поверхность лайды заболочена, сильно заозёрена и прорезана многочисленными мелкими и крупными (в т.ч. р. Наявтарка) водотоками с малыми уклонами днищ. В мористой части современная лайда осложнена береговым баром высотой около 1-1,5 м над у.м., пляжем полного профиля и осушкой, периодически затопливаемой в результате приливно-отливных колебаний моря и осложненной серией подводных валов. Преобладающие естественные экзогенные процессы на данном участке – морская аккумуляция и эоловая деятельность (дюны на слабо задернованных частях песчаного бара).

Возвышенный (от 4,5 до 10-12 м над у.м.) участок рассматриваемой территории ограничен четко выраженным пологим уступом высотой до 1,5-2 м, значительно суше, плоский или полого наклонный, представляет собой неравномерно сниженную поверхность древней озерно-дельтовой аккумуляции. Колебания высот и изменения условий дренажа в его пределах обусловлены дифференцированной активностью термокарстовых процессов в голоцене и формированием нескольких генераций вложенных друг в друга заболоченных хасыреев (спущенных термокарстовых котловин), частично и сейчас занятых озерами. Помимо термокарста здесь среди естественных экзогенных процессов доминируют термоэрозия, оползание и дефляция.

В ходе строительства МТ были созданы крупные искусственные аккумулятивные тела (дорожные насыпи, отсыпки под промышленные площадки, навалы грунта вдоль ниток МТ на поверхности лайды и возвышенных участков) и отрицательные формы при изъятии отложений с пляжа или осушки. Эти техногенные нарушения меняют условия дренажа участков, их защищенность растительным покровом, приводят к перераспределению потока наносов в береговой зоне. Развитие ландшафтов здесь происходит в условиях холодного субарктического климата, в ареале развития многолетнемерзлых пород мощностью 200-270 м (в пределах лайды не более 30-130 м) и сезонного протаивания глубиной 1-3 м. В связи с этим в качестве основных последствий техногенного воздействия здесь можно ожидать активизацию процессов подтопления, затопления и заболачивания территории и, как следствие, растепление грунтов и усиление проявлений термокарста и термоэрозии.

По результатам обследования 2009 г. (более 40 озер, 4 ручья, р. Нявтарка и ее Северная «лагуна») наиболее типичными видами антропогенных изменений водоемов, водотоков и прилегающих к ним территорий являются:

1) **колеи крупных транспортных средств** на поверхности озерных террас (до 0,5 м глубиной в торфах) и на берегах озер и ручьев, что приводит к перераспределению стока и концентрации воды в колеях, их *заболачиванию и заилению* (на субгоризонтальных поверхностях) либо *активизации линейной эрозии вдоль них* (на наклонных участках), разрушению растительного покрова;

2) **насыпи и навалы грунта (песка)** в озерных котловинах, долинах и на прилегающих поверхностях. Укрепительные сооружения, в первую очередь, крупные автодорожные насыпи, в непосредственной близости озер или пересекающие их, испытывают *подтопление, часто – размыв их склонов, оползание переувлажненного у подножия насыпи песка*. В результате в озера и на их побережье поступают значительные объемы грунта, нарушая естественный растительный покров, снижая устойчивость берега к природному (волновая активность и т.д.) и техногенному (проезду автотранспорта и т.д.) воздействию;

3) **сокращение площади или исчезновение озер** за счет создания отсыпок и насыпей, образование мелких луж и переувлажненных оголенных участков на месте засыпанных водоемов (особенно часто на поверхности лайды). В результате водоемы практически полностью изменяют очертания, меняется характер грунта и его покрова на берегах, появляются обводненные незаросшие участки с остаточными водоемами и лужами, что приводит к *активизации размыва (образованию мелких эрозионных врез)* и *подтоплению* антропогенных сооружений;

4) **изменение естественного уровня воды в водоемах**, появление осушенных и подтопленных, заиленных и зарастающих участков берега в результате *подпруживания водоемов* (озер и «лагуны») или антропогенного изменения их водосборов.

Северная «лагуна» р. Няавтарки к 2009 г. была уже значительно затронута антропогенной деятельностью. На её нижнем (по течению реки) отрезке фрагментарно выражены насыпи высотой от 1-1,5 до 2-3 м и шириной более 2-3 м. В зоне их примыкания берега лишены естественной растительности, сильно разъезжены заболочены. Южнее по насыпи высотой более 3-5 м проложена автодорога. Несмотря на оборудованные в ней дюкеры, отмечены *существенный подпор воды выше моста и изменение характера затопления лагуны приливами*. Значительный ущерб укрепительным сооружениям был нанесен осенью 2009 г. в результате сильного нагона и подтопления лайды, вызвавших активизацию эрозионных процессов практически на всех участках, где грунт был антропогенно изменён и не закреплен.

Изменения довольно неустойчивой в условиях заполярья морфолитосистемы читаются также на последних этапах строительства и ввода в эксплуатацию (в т.ч. на завершающем этапе рекультивации нарушенных земель) линейных сооружений. Основные деформации отчетливы в пределах территории фактической полосы земельного отвода, где дневная поверхность была нарушена как непосредственно при строительстве, так и после, в процессе устранения его ошибок и недочётов. Как правило, подобные изменения носят типичный характер, присущий любому линейному объекту вне зависимости от его физико-географического и геоморфологического положения. Их формирование связано либо непосредственно с протеканием современных экзогенных процессов (первая группа деформаций), либо опосредованно, являясь следствием иных геоморфологических процессов и (или) гидрологических явлений – подтопления и заболачивания (вторая группа деформаций). При этом необходимо учитывать, что обе группы антропогенно спровоцированы.

К первой группе могут быть отнесены как одномоментные, так и отложенные - деформации дневной поверхности, связанные со строительством переходов через постоянные водотоки. Характеризуемый регион не является исключением. Организация мостовых переходов, сопровождающаяся закладкой дюкеров без учета экстремальных расходов рек в периоды паводков и половодий, а также величин антропогенно-спровоцированных просадок грунта, приводит к увеличению площадей затопления выше по течению от мостовых переходов и высоты паводочно-половодных уровней (по нашим наблюдениям, как минимум в 1,5 раза – вплоть до бровки сниженной поверхности древней озерно-дельтовой аккумуляции), а также предположительно некоторому осушению лайды ниже по течению. Ситуация усугубляется низкими средними температурами теплого сезона (+3 ...+9°C) и развитием многолетнемерзлых пород, препятствующих испарению и фильтрации влаги соответственно, а также низкими фоновыми уклонами в днищах речных долин. В результате защитные конструкции линейных сооружений сильно деформируются, местами разрушаются и практически перестают справляться со своей функцией. Подпорные явления (выше мостовых переходов) приводят к расширению ареала развития озёр с глубиной от первых сантиметров до 0,5 м и более, плоским дном, отвесными, местами нависающими бортами, в отдельных случаях со следами линейно направленного движения воды и термоэрозии.

В эту же группу входят активные процессы плоскостного (делювиального) смыва, развитые в полосе фактического отвода линейных сооружений на поверхностях с углом наклона до 5° . Плоскостной смыв здесь протекает довольно интенсивно и является умеренно опасным для защитных конструкций сооружений.

Организация морских переходов и приуроченность краевых частей линейных сооружений непосредственно к берегу Байдарацкой губы влечёт за собой изменение контуров береговой линии и направления литодинамических потоков вещества.

Одновременно и к первой, и ко второй группам относятся флювиальные процессы (формирование малых эрозионных форм), просадочные явления, плоскостной смыв.

Возникновение эрозионных борозд и промоин фиксируется в пределах собственно линейного сооружения или на поверхности, непосредственно к нему примыкающей. На территории наших исследований эти линейные формы имеют сравнительно небольшие размеры (ширина до 2 м, глубина до 1 м, длина до 80 м), объем перемещенного грунта максимально достигает $50-55 \text{ м}^3$. Формы интенсивно развиваются преимущественно под действием боковой эрозии, фуркируют, меандрируют; местами отмечаются участки аккумуляции материала в днище и в виде конусов выноса. Как правило, возникновение борозд и промоин связано с отсутствием рекультивации земель на нарушенных участках и может быть остановлено после проведения восстановительных работ. Отмечены случаи возникновения малых эрозионных форм как каналов стока с подтопленных участков территории или из наиболее глубоких просадок грунта на поверхности искусственной отсыпки линейных сооружений. Отдельные организованные дренажные системы не справляются со своей функцией, а местами концентрируют дополнительный сток на поверхностях с углами наклона до 10° , тем самым интенсифицируя линейную эрозию.

Просадочные явления на исследуемых линейных сооружениях возникают в результате разуплотнения грунта их отсыпки при многократном повторении цикла замерзания – протаивания, развитии фильтрационно-суффозионного процесса и подтоплении. Глубина таких форм суммарно не превышает 1 м, ширина – 6 м, длина – 14 м; суммарные объемы форм на одном участке достигают 195 м^3 . В большом количестве случаев процесс довольно интенсивен и требует усиления конструкций, проведения множественных мероприятий по снижению интенсивности фильтрационных процессов и степени обводненности территории.

Среди экзогенных процессов, проявляющихся на линейных сооружениях в зоне многолетней мерзлоты, т.е. среди зональных геоморфологических процессов, ярко выражена тоннельная термоэрозия. Она привязана исключительно к самим линейным сооружениям вне зависимости от степени их рекультивации; часто сопровождается формированием открытых щелевидных трещин, пустот под геотекстильным покрытием, провалов и просадок грунта, активизируется на подтопленных и заболоченных участках, сопровождаясь фильтрационно-суффозионными процессами. Формы рельефа, созданные тоннельной эрозией, достигают 0,3-0,5 м в ширину и глубину, 65-70 м в длину; суммарный объем выноса материала на одном ограниченном участке развития, по всей видимости, не превышает $1,5-2 \text{ м}^3$.

По соотношению площадей, затронутых описанными выше геоморфологическими процессами, можно составить следующий ряд (в порядке увеличения доли в деформации поверхности, в долях единицы): тоннельная термоэрозия (0,0006) – просадочные явления (0,06) – малые эрозионные формы (0,13). Оставшаяся часть (0,81) приходится на

гидрологические явления – подтопление и заболачивание, вызванное нарушением естественного поверхностного и подповерхностного стока, морфологии дневной поверхности и отсутствием водопропускных сооружений на фоне ландшафтно-климатических условий заполярья и местных особенностей рельефа (в первую очередь, низких фоновых уклонов поверхности – менее 5°.

АНАЛИЗ РИТМИКИ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОГО РЕГИОНА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 200 ЛЕТ

Гусаков И.Н.

ООО «Поиск», geotaman@mail.ru

Изучение грязевого вулканизма Керченско-Таманского региона на протяжении более 30 лет дает основание установить некоторые особенности периодичности циклов грязевулканической активности. Для анализа использовался лично накопленный материал автора, работы ОМГОР НАН Украины, архивные данные, материалы периодических изданий и исторические записки. Таким образом, был собран и обобщён материал по 30 вулканам более чем за 200-летний период: обработано более 200 событий, 156 из которых приняты для расчётов [1,2,3,6].

Изначально для анализа была построена рамочная палетка событий, где по вертикальной оси расположены наименования вулканов, а по горизонтальной оси – их известные извержения по годам. Исследовался период с 1794 по 2014 годы. Это позволило обозначить наиболее активные вулканы, наиболее событийные периоды и определить ряд исторических циклов.

Каждый выделенный цикл представляет собой комбинацию произошедшего события и его фиксации, документированной определённым способом (в научных статьях, периодических изданиях, личной переписке и другими способами).

В результате анализа и графических построений определились фазы и циклы ритмического чередования событий как по отдельным вулканам, так и в целом по региону. Мной выделены три основных цикла грязевулканической активности по Керченско-Таманскому региону. Первый цикл относится к периоду с 1793 года по 1884 год. Второй с 1902 по 1967 год. Третий, наиболее значимый, временной цикл с 1974 г. по 2014 г. является самым информативным. В этот период производился мониторинг вулканизма и иные работы по изучению опасных геологических процессов.

Диаграмма показывает периодическое чередование всплесков вулканической активности в регионе с определёнными ритмами внутри циклов.

Основные фазы выделяются так же по определённым ритмам. Разделив на диаграмме периоды активностей и угасания, получаем периодичность событий.

В первом цикле 7 фаз активности, во втором – 6 и в третьем – 5. Продолжительность фаз колеблется от 6 до 14 лет, интервалы между фазами от 4 до 16 лет. Внутри фаз выделяются мелкие ритмы с продолжительностью 1-4 года с интервалом от 3 до 8 лет.

Наиболее всего в историческом охвате проявляют себя вулканы: Карabetова гора, Голубицкий морской, Гнилая гора, Ахтанизовская сопка, Казбек (Темрюкская банка).

Наибольшие разрушения и масштабность извержений так же связаны с данными вулканами и единичными извержениями вулканов Джау-Тепе, Джарджава, Цымбалы западные и мыса Каменный [2,3,4,5,6].



Рис. 1. Пример диаграммы ритмического чередования суммарных событий по региону.

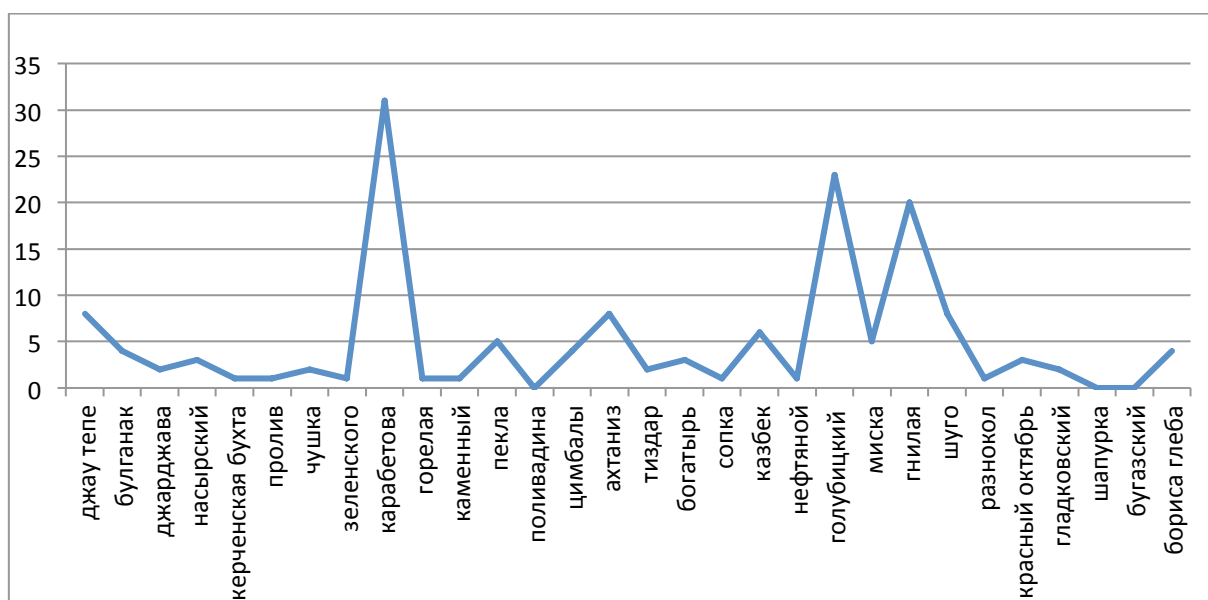


Рис. 2. График распределения числа установленных событий по главным вулканам Керченско-Таманского региона.

Зона видимых деформаций и размеры выбросов достигают сотни метров до 1,5 км с выбросом лав до 300-400 и более метров кубических с обильным выбросом газов.

Такие извержения в значительной степени изменяют рельеф местности как в вертикальном плане, так и за счёт трещинных деформаций. Следует особо отметить, что в зоне воздействия находятся такие важные объекты как г. Темрюк, ст. Тамань, ст. Ахтанизовская, г. Керчь, ст. Голубицкая и много других объектов. Важность темы обостряется на фоне активного строительства на Таманском полуострове портов, расширения населённых пунктов, автомобильных и железных дорог.

Литература

1. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона / Е.Ф. Шнюков, В.М. Шереметьев, Н.А. Маслаков [и др.]. — Краснодар.: ГлавМедиа. 2005. — 176 с.

2. Губкин И.М. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с нефтегазоносностью / Избранные сочинения. - М.: АН СССР. 1950. Том.1. – С. 495-523.
3. Катастрофические извержения грязевых вулканов и их признаки в разрезах плейстоценовых отложений (Таманский полуостров) Я. А. Измайлов, И. Н. Гусаков. Международный инновационный университет, Сочи, Россия, Азовское отделение ГУП «Кубаньгеология», Темрюк, Россия. VII всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Сборник статей г. Ростов-на-Дону издательство ЮНЦ РАН, 2013, стр. 253-255.
4. Огненное извержение вулкана Карабетова гора, 2000 г: сценарий события, продукты извержения, минералогия и петрография плавленых пород / Е.Ф.Шнюков, Э.В. Сокол, Е.Н. Нигматуллина [и др.]. – Геология и полезные ископаемые Мирового океана. М.: РАН. 2009. №4. С. 53-70.
5. Подводные грязевые вулканы Керченско-Таманского региона – малоизученный фактор рельефообразования и экологии на дне моря. / Е.Ф. Шнюков, В.А. Кутний, Н.А. Маслаков, И.Н. Гусаков. Проблемы литодинамики и экосистем Азовского моря и Керченского пролива / Отв. ред. акад. Г.Г. Матишов. Ростов-на-Дону: Изд. ООО "ЦВВР". 116 с.
6. Шнюков Е.Ф., Митин Л.И. Опасное Черное море. Киев.: Карбон ЛТД. 2000. 448 с.

НОВЫЕ ОЧАГИ ПРОЯВЛЕНИЯ ГРЯЗЕВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Гусаков И.Н.

ООО «Посук», geotaman@mail.ru

На протяжении более 25 лет автором прямым и косвенным способами изучались грязевые вулканы, расположенные на Таманском и Керченском полуостровах. Работы в большей степени выполнялись попутно с другими и в составе непродолжительных, эпизодических экспедиций, организуемых Отделением морской геологии и осадочного рудообразования Национальной академии наук Украины под руководством академика Шнюкова Е.Ф. Результаты работ позволили составить новый атлас грязевых вулканов [1] и опубликовать несколько научных статей [4,5].

Так, к примеру, в 2014 г. при проведении совместных работ российско-украинских исследований грязевого вулканизма Керченско-Таманской грязевулканической провинции был обнаружен и изучен ранее не описанный в литературе грязевой вулкан близ поселка Школьный. Ниже приводятся данные об основном вулкане Школьный-1. Эта морфоструктура расположена в лесу в 7,5 км от одноименного поселка. Грязевой вулкан представляет собой окруженную лесом округлую поляну диаметром 70-100 м. В центре нее возвышается пологий конус клокочущей грязи (рис. 1).

Сопочная брекчия, слагающая тело вулкана, черно-серого цвета и типичного грязевулканического облика. Глинистая темно-серая масса брекчии насыщена множеством мелких, до 1 мм, глинистых же обломков. Струйки полужидкой брекчии

стекают с центральной части вулкана, возвышающейся примерно на 2 м над уровнем поляны.

Краснооктябрьский вулкан обнаружен автором в 2005 году. Он представляет собой диапир тугопластичных и полутвёрдых глин высотой около 3,5-4,0 метров и диаметром 15 метров (рис. 2).



Рис. 1. Грязевой вулкан Школьный-1, сальза. Фото 2014 г.



Рис. 2. Вулкан Краснооктябрьский. Фото 2005 г.

В непосредственной близости с Краснооктябрьским, в трёх километрах к западу, в днище балки расположен чисто газовый вулкан – Курчанский, в котором периодически возникает самовоспламенение газов (по опросам населения).

Очаг представляет собой площадку площадью около 100 кв.м. с многочисленными грифонами в виде углублений, по которым происходит выход газов (рис. 3).



Рис. 3. Газовые факелы на Курчанском вулкане. Фото 2014 г.

Как видим, в данном случае отсутствует один из определяющих факторов вулкана - грязевые брекчии. Объяснением данного факта может быть отсутствие в разрезе водонасыщенных горизонтов на пути газового проникновения. Такие явления наблюдаются там, где вулканы развиты на выходах майкопских глин [1].

Интересное явление произошло в 2011 году у мыса Каменный [3]. Здесь в результате высокого газового давления произошло выпирание грунта в районе пляжа и

прилегающего подводного склона (рис. 4). При обследовании было обнаружено несколько остаточных очагов трещинной разгрузки газов. Несмотря на то, что прилегающие склоны подвержены оползанию, свежих, синхронных с описываемым явлением, смещений не выявлено. В результате выпирания произошло воздымание пород на участке длиной 280 м и шириной до 100 м (рис. 4). Со стороны моря образовался ступенчатый ломаный уступ высотой до 2,5 м с отчётливо выраженными зеркалами скольжения.



Рис. 4. Вид на мыс Каменный до и после выпирания грунтов.

Структурно-тектонический план мыса Каменного указывает на присутствие диапировой антиклинали схожей со структурами грязевых вулканов [1].

В ходе дальнейшего обследования южных склонов Курчанской гряды были выявлены очаги грязевых вулканов и поля обожжённых глин. Обследуя склоны балок южного склона Курчанской гряды, составной части Анастасиевско-Троицкой антиклинали, автором обнаружены три грязевулканических очага, которым условно были даны названия: Курчанский, Курчанский 2 и Курчанский дачный.

Курчанский 2 обнаружен в балке в 4 км западнее от Курчанского. Здесь установлены три небольшие сальзы, расположенные в ложбинах. По периферии сальз активно развиты высолы боронатрокальцитов. Сопочные воды высокоминерализованы и имеют едкий солёный вкус. На стеблях растений присутствует солевой налёт.



Рис. 5. Очаги газонефтяных проявлений.

В двух километрах к западу расположен крупный грязевулканический диапир до 700 м в поперечнике. Он отчётливо выделяется своим контуром среди облегающих его

песчано-глинистых отложений неогена. По бортам, на контактах с облекаемыми отложениями, выражены очаги выбросов брекчий, глин, нефти и газов. Примечательно, что с северного и западного борта развиты газовые и глинистые грифоны, а в южной части газонефтяные. В подножье склона образованы битумные поля.

Широтная линейность и меридиональная последовательность структур Таманского и Керченского полуостровов, в которых развиты вулканы, создаёт осложнение при выполнении строительства и развития промышленности и сельского хозяйства. Ограничивает возможности освоения минерально-сырьевой базы регионов.

Непостоянство газового состава и интенсивности извержений указывают на глубинное расслоение флюидов на большой глубине с последующим порционным выбросом либо медленным выдавливанием [2].

Литература

1. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона / Е.Ф. Шнюков, В.М. Шереметьев, Н.А. Маслаков [и др.]. Краснодар.: ГлавМедиа. 2005. 176 с.
2. Губкин И.М. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с нефтегазоносностью / Избранные сочинения. М.: АН СССР. 1950. Том.1. С. 495-523.
3. Катастрофические извержения грязевых вулканов и их признаки в разрезах плейстоценовых отложений (Таманский полуостров) Я. А. Измайлов¹, И. Н. Гусаков² - ¹Международный инновационный университет, Сочи, Россия, ²Азовское отделение ГУП «Кубаньгеология», Темрюк, Россия. VII всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Сборник статей г. Ростов-на-Дону издательство юнц ран 2013, стр.253-255.
4. Огненное извержение вулкана Карабетова гора, 2000 г: сценарий события, продукты извержения, минералогия и петрография плавленых пород / Е.Ф.Шнюков, Э.В. Сокол, Е.Н. Нигматуллина [и др.]. – Геология и полезные ископаемые Мирового океана. М.: РАН. 2009. №4. С. 53-70.
5. Подводные грязевые вулканы Керченско-Таманского региона - малоизученный фактор рельефообразования и экологии на дне моря./Е.Ф. Шнюков, В.А. Кутний, Н.А. Маслаков, И.Н. Гусаков. Проблемы литодинамики и экосистем Азовского моря и Керченского пролива / Отв. ред. акад. Г.Г. Матишов. Ростов-на-Дону: Изд. ООО "ЦВВР". 116 с.

ОБВАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ ВЫСОКОГОРНОЙ ЗОНЫ КАВКАЗА В XXI ВЕКЕ

Докукин М.Д.¹, Савернюк Е.А.², Черноморец С.С.²

¹ФГБУ «Высокогорный геофизический институт», inrush@bk.ru,

²МГУ имени М.В. Ломоносова, savernyuk@gmail.com, devdorak@gmail.com

Приводятся данные о распространении и масштабах обвальных процессов в 21 веке на территории высокогорной зоны западного, центрального и восточного сегментов

Большого Кавказа. В публикациях и монографиях приведены данные об обвальных процессах 21 века: Геналдонская и Девдоракская катастрофы 2002 и 2014 гг. [1, 2, 7, 10-14, 17-18] (рис. 1а, 1б), в ущелье р. Харгабахк в 2006 г. [4] (рис. 1в), в долине р. Гижгит [5], в ущелье Козыдон в 2008 г. [17], интенсивные камнепады в ущелье Наратлы в период 2003-2014 гг. [6], падения отдельных крупных глыб в ущелье Адыр-Су в 2013 г. [9]. В 20 веке выявлены обвалы в долине р. Юсеньги в 1988 г. [5], в долине р. Бартуйдон в 1958 г. [3, 15].

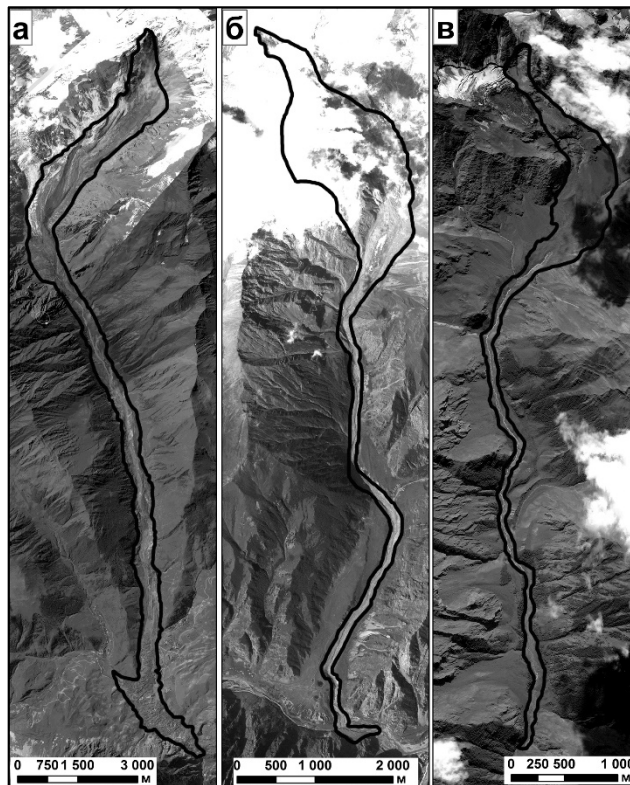


Рис. 1. Зоны поражения крупнейших обвалов Кавказа: а) в долине р. Геналдон (РСО-Алания, РФ), б) в долине р. Кабахи (Грузия), г) в долине р. Харгабахк (Чеченская республика, РФ).

На основе дешифрирования разновременной аэрокосмической информации, аэровизуальных и маршрутных наблюдений выявлено и каталогизировано более 20-ти современных проявлений обвальных процессов на территории республик Северного Кавказа РФ (КЧР, КБР, РСО-Алания, Республика Дагестан) и соседних государств (Абхазия, Грузия, Азербайджан). Площадь зоны поражения обвалов составляла от нескольких гектаров до десяти и более квадратных километров. Диапазон абсолютных высот зон отрыва обвалов составил от 2700 до 4500 м. Крупные обвалы трансформировались в ледниковые, ледово-каменные лавины с дальностью выброса до 20 км. Значительное количество обвалов аккумулировалось на ледниках (рис. 2).

В результате исследований выявлены следующие особенности: 1) активизация мелких и средних обвалов в ледниковых цирках и карах; 2) концентрация крупных современных обвалов в районе г. Казбек (рис. 1 (а, б), рис. 2 (ж); 3) срыв ледниковых масс с ложа (ледник Колка, ледник №42 в долине р. Харгабахк); 4) проявления обвалов перед катастрофой на леднике Девдорак (рис. 2,е); 5) посткатастрофический крупный обвал на леднике Колка; 6) срыв в результате удара и вовлечение в обвальный процесс коллювиальных масс подножий известняковых обрывов (г. Науджидза и г. Шахдаг); 7) в

некоторых случаях ударного воздействия на отложения подножий склонов не было (Харгабахкский обвал); 8) активизация обвальных процессов на участках с отсутствием обвалов в прошлом (ущелье Наратлы в бассейне р. Черек Безенгийский, ледник Козицете в Мамисонском ущелье); 9) постобвальные катастрофические селевые потоки (Геналдонская и Девдоракская катастрофы); 10) факторами активизации обвалов являются потепление климата и оттаивание мёрзлых пород, эндогенные процессы.

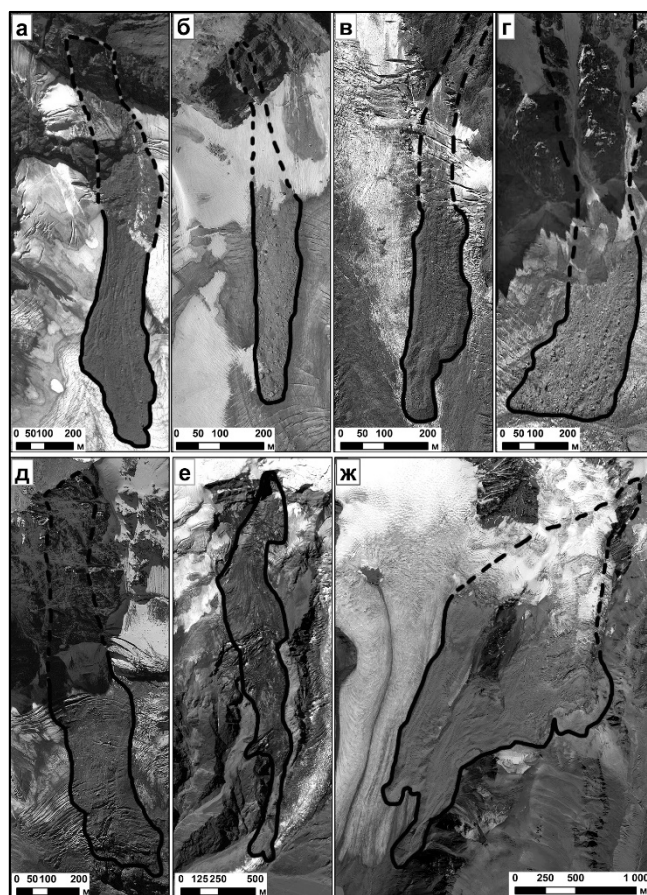


Рис. 2. Отложения обвалов на поверхности ледников: а) Белалакайский (долина р. Алибек, бассейн р. Теберда); б) Чингурджар (долина р. Чиринкол, бассейн р. Кубань); в) Штулу Восточный (долина р. Карасу, бассейн р. Черек Балкарский); г) Цей (долина р. Цейдон, бассейн р. Ардон); д) Сказка (долина р. Сказдон, бассейн р. Ардон); е) Девдорак (долина р. Кабахи, бассейн р. Терек), Суатиси (долина р. Суатисидон, бассейн р. Терек).

Для своевременного выявления обвальной опасности необходимо исследование следов проявления обвалов в прошлом и организация постоянного аэрокосмического мониторинга и системы оповещения об обвалах.

Литература

1. Бергер М. Г. Геодинамическая система ледника Колка и вопросы прогнозирования и регулирования ее развития. М.: Издательство ЛКИ. 2008. 264 с.
2. Васьков И.М. Ледово-каменные обвалы и их прогнозирование. Опыт Геналдонской катастрофы, Центральный Кавказ. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publishing. 2011. 231 с.
3. Докукин М.Д. О каменной лавине в районе ледника Бартуйцете (Центральный Кавказ) // Известия ВГО. 1988. Т.120. Вып.4. С.348-353.

4. *Докукин М.Д., Савернюк Е.А.* О возможности оценки угрозы каменных лавин (на примере долины р. Харгабах, Чеченская республика) // В мире научных открытий. Красноярск: Изд-во ООО "Научно-инновационный центр". 2010. Вып. 3 (09). Часть 4. С. 146-151.
5. *Докукин М.Д., Савернюк Е.А.* Характерные геоморфологические признаки каменных лавин // Труды II Международной научно-практической конференции, посвящённой 10-летию со дня создания Владикавказского научного центра РАН и Правительства РСО-А «Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа». Владикавказ. 2010. С. 171-179.
6. *Докукин М.Д., Черноморец С.С., Сейнова И.Б., Богаченко Е.М., Савернюк Е.А. и др.* О селях 2011 года на северном склоне Центрального Кавказа // Геориск. 2013. №2. С. 30-40.
7. *Дробышев В.Н., Торчинов Х-М.З., Тутубалина О.В., Хубаев Х.М.* Основные топогеодезические параметры и кинематика Девдоракского обвала 17 мая 2014 года // Вестник ВНИЦ РАН. 2014. Том.14. №4. С. 30-41.
8. *Запорожченко Э.В., Черноморец С.С.* История и изученность Казбекских завалов // Вестник Кавказского горного общества. 2004. № 5. С. 33-54.
9. *Запорожченко Э.В., Каменев Н.С.* Долина р. Куллумкол-Суу: XXI век // Сборник трудов Северо-Кавказского института по проектированию водохозяйственного и мелиоративного строительства. 2014. Вып. 20. С. 103-116.
10. *Котляков В.М., Рототаева О.В., Осокин Н.И.* Пульсирующие ледники и ледниковая катастрофа на Северном Кавказе // Вестник ВНИЦ РАН. 2004. Том.4. №3. С. 65-71.
11. *Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра /отв. ред. акад. Ю.Г. Леонов, В.Б. Заалишвили.* Центр геофиз. исслед. Владикавказ. науч. центра РАН и РСО – А. Владикавказ. 2014. 432 с.
12. *Никитин М.Ю., Гончаренко О.А., Галушкин И.В.* Динамика и стадийность развития Геналдонского ледово-каменного потока на основе дистанционного анализа//Вестник ВНИЦ РАН. 2007. Т. 7. №3. С. 2-15.
13. *Петраков Д.А., Дробышев В.Н., Алейников А.А., Аристов К.А., Тутубалина О.В., Черноморец С.С.* Изменения в зоне Геналдонской гляциальной катастрофы в период 2002-2010 гг.// Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. № 1. С. 35-46.
14. *Познанин В.Л.* Механизмы селевых ледниковых катастроф: Колка 2002. М.: ИМГРЭ, 2009. 180 с.
15. *Савернюк Е. А.* Особенности морфологии и динамики обвальных отложений на леднике Бартуйцете (Республика Северная Осетия-Алания) // Труды ВГИ. 2012. Вып. 97. С. 36-40.
16. *Тавасиев Р.А.* Природная катастрофа обошлась без жертв // «Северная Осетия». 2008. 9 октября. №186 (25237). С. 4.
17. *Тавасиев Р.А., Галушкин И.В.* Каменно-ледовый обвал с горы Казбек 17 мая 2014 года // Вестник ВНИЦ РАН. 2014. Том 14. №2. С. 43-45.
18. *Черноморец С.С.* Новый «Казбекский завал» 17 мая 2014 года // Природа. 2014. №7 (1187). С. 67-72.

ОПАСНЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Дронь О.В.¹, Огородов С.А.², Рябчук Д.В.¹, Сергеев А.Ю.¹

¹*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени
А.П. Карпинского, daria_ryabchuk@mail.ru,*

²*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, ogorodov@aha.ru*

С 2004 г. специалисты «ВСЕГЕИ» осуществляют мониторинг опасных экзогенных геологических процессов в береговой зоне восточной части Финского залива Балтийского моря. Ежегодные исследования включают как береговые маршруты с отбором проб осадков пляжей, нивелировками по сети опорных профилей (в том числе, после осенне-зимних штормов), георадарное профилирование с целью определения мощности осадков пляжей, так и комплексные геолого-геофизические работы в субаквальной части береговой зоны (гидролокационное профилирование бокового обзора, многолучевое эхолотирование, непрерывное сейсмоакустическое профилирование, пробоотбор). Одной из важных задач исследований является анализ деформаций рельефа береговой зоны под воздействием экзогенной и техногенной геодинамики. Кроме того, неотъемлемым элементом изучения динамики береговой зоны является оценка влияния ледового фактора, который может как косвенно влиять на рельефообразующие процессы, контролируя волновую абразию берегов, так оказывать и прямые механические воздействия на грунтовое основание и инженерные сооружения [2].

По данным многолетних наблюдений, в северной береговой зоне в настоящее время преобладают абразионные процессы. На значительном протяжении берега Финского залива в пределах Курортного района размываются и отступают. Средняя скорость размыва берегов составляет около 0,5 м/год, и достигает 0,8-1,0 м/год на ряде участков берега в пос. Ушково, Комарово, Репино, на м. Дубовской. Максимальные скорости размыва берега (до 1,2 м/год) установлены в районе г. Зеленогорска. Песчаные пляжи пос. Солнечное – г. Сестрорецка, в основном, стабильны. В береговой зоне Невской губы абразия берегов не столь интенсивна. Активный размыв (со скоростью около 1,5 м) затрагивает отдельные участки северного берега Невской губы, включая пляж им. 300-летия Санкт-Петербурга [4]. Южная береговая зона Финского залива в районе пос. Большая Ижора представляет собой широкую полосу песчаных кос различных генераций, напоминающих по строению косы так называемого «азовского» типа. Ежегодные наблюдения и ретроспективный анализ материалов дистанционного зондирования (аэро- и космосъемки) свидетельствуют об исключительной активности современных лито- и морфодинамических процессов. При исследованиях 2004-2009 гг. на участке береговой зоны к западу от устья р. Черная были выявлены так называемые вдольбереговые песчаные волны [1,5].

Проведенные исследования позволили выявить основные причины активного развития волновой абразии в восточной части Финского залива. Геолого-геоморфологические особенности береговой зоны, к которым относятся слабые прочностные свойства отложений, слагающих береговую зону, дефицит наносов, а также рельеф подводного берегового склона, где в ходе повторного эхолотирования и съемок методом гидролокации бокового обзора были выявлены интенсивный размыв края подводной

террасы, а также специфические формы рельефа – эрозионные ложбины стока, по которым происходит вынос осадочного материала из береговой зоны, определяют преимущественно долговременные береговые процессы. Активизация абразии или снижение ее интенсивности определяется гидрометеорологическими процессами [3]. Наблюдения за интенсивностью размыва берегов показали, что наибольшие скорости абразии, при которых скорость отступления абразионного уступа достигает 5 м за один шторм, происходят при воздействии длительных циклонов западного и юго-западного направлений, приводящих к значительному волнению и нагонам.

При этом воздействие льда на процессы разрушения берегов может быть двояким. С одной стороны, при определенных гидрометеорологических условиях, приподнятый за счет повышения уровня залива припай, сформированный вблизи берега, может стать причиной разрушения авандюна, прибрежной растительности и сооружений, возведенных вблизи береговой линии. С другой стороны, наиболее опасными с точки зрения нарушения баланса наносов в береговой зоне являются зимние штормы, в ходе которых значительная часть пляжевого материала перемещается как на подводный береговой склон, так и за пределы береговой зоны. С этой точки зрения, устойчивый лед в береговой зоне является естественной защитой песчаных пляжей от зимних штормов [2].

По данным ГУ СПб ЦГМС-Р на протяжении последнего столетия наблюдается увеличение средней температуры воздуха как в целом за год, так и, что особенно важно, в зимние месяцы. В 2000-08 гг. средние температуры ноября, декабря и января превышали норму в семи случаях из девяти для каждого из указанных месяцев. Частые положительные аномалии температуры воздуха в восточной части Финского залива приводят к более поздним по сравнению с нормой срокам установления ледяного покрова. При средней за 1964-90 гг. дате устойчивого образования льда (01.12) в зимы 2003-2007 гг. лед образовывался 09.12, 23.11, 06.12, 21.01 соответственно [3]. Указанные тенденции совпадают с результатами исследований по Балтийскому морю в целом.

С этой точки зрения наиболее показательным является сравнение последствий зимних штормов 2004-2005 гг. и 2006-2007 гг. для берегов восточной части Финского залива. Ветер и подъем уровня воды 8-9 января 2005 г. были вызваны циклоном Гудрун, спровоцировавшим катастрофические размывы на берегах Юго-Восточной Балтики и в Эстонии [6]. В восточной части Финского залива вода поднялась до 239 см (по данным водомерного поста «Горный Институт»). Штормовые ЮЗ и З ветры (до 18-20 м/с) фиксировались всеми метеостанциями восточной части Финского залива. В то же время, в Курортном районе опасных размывов берегов не наблюдалось. Причиной этого был сплоченный плавучий лед 9-10 баллов, образовавшийся еще в ноябре 2004 г., и способствовавший защите песчаных пляжей.

Напротив, осенью 2006 – зимой 2007 гг. в исследуемом районе были зафиксированы максимальные с начала нынешнего столетия темпы разрушения берегов, вызванные серией сильных штормов, сопровождаемых подъемом уровня (27 и 28 октября, 15 декабря 2006 г. и 9-16 января 2007 г.). Это объясняется тем обстоятельством, что на фоне аномально теплой погоды, отмечавшейся до третьей декады января, ледяной покров здесь отсутствовал до 1 февраля 2007 г. В ходе осенних штормов в авандюне на всем протяжении пляжа у пос. Комарово сформировался уступ размыва высотой 60-70 см. Волновой переработке подверглись даже наиболее широкие (до 100 м) участки пляжей в г. Зеленогорске, пос. Репино и в Солнечном. После январских штормов уступ размыва

(высотой до 100 см) в авантюне отступил на 5-7 м и наблюдался на протяжении всего 4-х километровой ее участка в пос. Комарово.

Наблюдения 2008-2014 гг. показали, что аналогичные условия (ноябрьские и декабрьские температуры выше нормы и, как следствие, отсутствие ледяного покрова на акватории; и ряд повторяющихся циклонов, сопровождавшихся значительным повышением уровня воды в заливе и штормовым волнением) наблюдались в осенне-зимние периоды 2011-2012 и 2013-2014 гг. Напротив, зимой 2008-2009 и 2014-2015 гг. раннее формирование припая и смерзание песчаных пляжей предотвратило их размыв, несмотря на ряд мощных циклонов.

В то же время, шторма и нагоны, происходящие после формирования припая, приводят к образованию торосов высотой более 3 м и резкому усилению прямых ледовых воздействий на берега и сооружения (рис. 1). В период высоких штормовых нагонов припайный лед может отрываться от грунтового основания и в виде надвига продвигаться вглубь суши, что в ряде случаев приводит к разрушению строений на берегу. Однако чаще на урезе или на пляже имеет место торошение льда, в результате образуются характерные навалы из отдельных мелких обломков.



а) февраль 2008 г.



б) январь 2015 г.

Рис.1. Результат воздействия льда на сооружения (а) и навал льда на берег (б) в восточной части Финского залива

Установленные особенности экзогенной геодинамики диктуют необходимость более детального исследования роли морских льдов в динамике береговой зоны восточной части Финского залива.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-05-00408а).

Литература

1. Леонтьев И.О., Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю., Сухачева Л.Л. О генезисе некоторых форм рельефа дна и берегов восточной части Финского залива // *Океанология*, том 51, № 4, Июль-Август, 2011, с.734-745.
2. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны. М., Изд. Московского университета, 2011, 173 с.
3. Рябчук Д.В., Колесов А.М., Сергеев А.Ю., Спиридонов М.А., Жамойда В.А., Чубаренко Б.В. Абразионные процессы в береговой зоне восточной части Финского залива и их связь с многолетними трендами режимобразующих факторов // *Геоморфология*, 2012, № 4, с. 99-105.

4. Рябчук Д.В., Спиридонов М.А., Сергеев А.Ю., Ковалева О.А., Буданов Л.М., Филиппов Н.Б., Томилина О.В., Леонтьев И.О. Абразионные процессы в береговой зоне восточной части Финского залива – основные тенденции и прогноз развития (результаты проекта CLIPLivE) // Материалы XXV Международной береговой конференции «Береговая зона – взгляд в будущее» (13-17 октября 2014 г., Сочи), 2014, Т.1, с. 152-153.

5. Сергеев А.Ю., Рябчук Д.В., Жамойда В.А., Неевин И.А., Дронь О.В. Голоценовая история образования литоморфодинамической аномалии в южной береговой зоне Финского залива (район пос. Большая Ижора) // Региональная геология и металлогения, № 57, 2014, с.6-16.

6. Tõnisson H., Orviku K., Jaagus J., Suursaar Ü., Kont A., Rivis R. Coastal damages on Saaremaa Island, Estonia, caused by the extreme storm and flooding on January 9 // Journal of Coastal Research. 2005. V. 24(3). P. 602-614.

МОНИТОРИНГ ЭРОЗИОННОЙ АКТИВНОСТИ МЕТОДАМИ НАЗЕМНОГО ЛАЗЕРНОГО СКАНИРОВАНИЯ

**Другов М.Д., Цветкова Д.Ю., Кузнецова Ю.С., Голосов В.Н.,
Ильясов А.К., Беляев В.Р.**

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
dmd_94@mail.ru, tsvetkovad94@mail.ru*

Эрозионные процессы оказывают значительное влияние на ведение хозяйственной деятельности. Вследствие этого мониторинг данных процессов является совершенно необходимым, особенно в регионах с высокой эрозионной опасностью. Одним из главных факторов, ограничивающих эффективный мониторинг активности эрозионных процессов, является трудности в оценке больших по площади участков с небольшими, от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в год, скоростями эрозии. Примером таких участков являются обрывистые берега малых рек, сложенные полускальными и скальными породами. Помочь в решении данной проблемы может использование технологии наземного лазерного сканирования (НЛС).

На сегодняшний день НЛС весьма широко применяется за рубежом для решения разного рода научных и прикладных задач. Данная технология позволяет получать модели исследуемых объектов с очень высоким пространственным разрешением (до нескольких сантиметров), которые, в свою очередь, могут применяться для точной оценки динамики эрозионных процессов. Таким образом, использование НЛС открывает новые возможности для высокоточного измерения изменений форм и размеров различных форм рельефа, в том числе эрозионных.

Использование НЛС для изучения эрозионных процессов достаточно хорошо освещено в зарубежных научных источниках [2-4]. Опыт выполнения такого рода работ российскими исследователями весьма ограничен в силу высокой стоимости съемочных систем. В настоящее время НЛС в России находит свое применение в основном при инженерно-геодезических изысканиях для строительства линейных коммуникаций – автомобильных и железных дорог, магистральных трубопроводов, тоннелей и т.п. Данное

исследование представляет собой один из первых опытов по заложению стационарных исследований флювиальных процессов методом повторных НЛС-съемок.

В качестве объекта исследования были выбраны участки долин рек Цанык и Бзугу, расположенные в окрестностях г. Сочи Краснодарского края. В рамках летней экспедиции НИЛ эрозии почв и русловых процессов было проведено лазерное сканирование в общей сложности на 3 участках. В долине р. Цанык выполнена съёмка 2 стационаров по изучению динамики русла, размывов пойменных и коренных берегов реки; в долине р. Селецкая Щель – съёмка стационара по изучению склоновой эрозии на бедленде, расположенном в бассейне р. Бзугу. Целью работы было создание цифровых моделей рельефа (ЦМР) исследуемых участков и изучение возможности оценки по ним объёма и скоростей эрозионно-аккумулятивных процессов.

Участки, выбранные для сканирования в долине р. Цанык, представляют собой фрагменты днища долины с четко выраженными бортами русла, сложенными относительно легкоразмываемыми породами различного литогического состава (коренные флишевые породы; суглинистые рыхлые отложения современной поймы, подстилаемые галечно-валунным материалом русловой фации, местами с невысоким, менее 1 м, цоколем коренных флишевых пород). С точки зрения морфодинамики современного русла, они характеризуются меандрирующей формой в плане с участками активно размываемых берегов на вогнутых и развитыми галечно-валунными отмелями на выпуклых берегах излучин. Важным пунктом при выборе стационарных площадок было отсутствие антропогенного воздействия на русло на данных отрезках, что позволит говорить о естественной динамике эрозионных процессов.

Площадка по изучению линейной эрозии в долине р. Селецкая Щель представляет собой овражный врез и приуроченную к нему систему небольших эрозионных борозд и промоин, впадающих в основной овраг под углом, близким к 30° . Первоначальное формирование системы борозд связано, по всей видимости, с экстремальным стоком воды после искусственного оголения поверхности в результате удаления растительного покрова и использования почвенного покрова в качестве материала для расположенной ниже по склону дамбы. При этом площадь водосбора образовавшихся эрозионных форм крайне мала. Всего на данный момент насчитывается около 14 основных разветвленных борозд и промоин. Общий объем эрозионной сети равен приблизительно 787 м^3 . Проведение съемки на данном стационаре является очень актуальной задачей, поскольку овраг с каждым годом увеличивается в размерах (более чем в 2,5 раза за последние 8 лет), в основном за счет боковой эрозии и некоторого углубления в среднем течении. Таким образом, результаты мониторинга подтверждают представления о стадийности развития оврагов, согласно которым после выработки максимальных линейных размеров оврага еще достаточно длительное время может продолжаться его расширение (за счет склоновых процессов) и углубление (за счет размывов тальвега) в ходе выработки его продольного профиля, максимальной площади и объема [1].

Реализация поставленной цели происходила в несколько этапов. На полевом этапе работ были заложены грунтовые репера для каждого ключевого участка. Сформированные опорные базисы из этих пунктов позволят в дальнейшем совмещать разновременные результаты съемок. С наилучших по обзорности точек на каждом ключевом участке выполнялось сплошное сканирование исследуемых объектов. Выборочно с этих точек были сняты для русла положения бровок, тыловых швов и др. На

камеральном этапе данные НЛС были обработаны в программе MDL CloudViewer, была произведена координатная привязка получившегося «облака точек» и предварительная оценка качества данных. Фильтрация точек растительности, т.е. не принадлежащих земной поверхности, позволила исключить их для дальнейшей обработки. Отбор для уменьшения трудозатрат производился по частично автоматизированной методике. После этого, с помощью программного пакета ArcGIS строились ЦМР. Полученные модели имеют высокую, до нескольких сантиметров детальность, что позволяет использовать их для оценки объёма и скоростей эрозии при повторных съёмках исследуемых участков в будущем. Для оценки подобной возможности было произведено сравнение значений объёма смыва материала, полученных с помощью ЦМР, и с помощью измерений проведенных вручную.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №13-05-00162а и №14-05-91153_ГФЕН) и программы президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проект № НШ-1010.2014.5).

Литература

1. География овражной эрозии / Под ред. Е.Ф. Зориной. М.: изд-во МГУ, 2006. 324 с.
2. Day, S.S., Gran, K.B., Belmont, P., and Wawrzyniec, T. 2012. Measuring bluff erosion part 1: terrestrial laser scanning methods for change detection and determining bluff erosion processes. *Earth Surface Processes and Landforms*. DOI: 10.1002/esp.3353.
3. Day, S.S., Gran, K.B., Belmont, P., and Wawrzyniec, T. 2013. Measuring bluff erosion. part 2: pairing aerial photographs and terrestrial laser scanning to create a watershed scale sediment budget. *Earth Surface Processes and Landforms*. 38: 1068-1082.
4. Neitzel, G. 2014. Monitoring event-scale stream bluff erosion with repeat terrestrial laser scanning: Amity Creek, Duluth, MN. Master's thesis.

ИНТЕНСИВНОСТЬ АККУМУЛЯЦИИ ЭОЛОВОГО ВЕЩЕСТВА В ХОЛОДНЫЙ ПЕРИОД ГОДА В БАСЕЙНЕ НИЖНЕЙ ТОМИ

Евсеева Н.С., Квасникова З.Н., Каширо М.А., Батманова А.С.

Национальный исследовательский Томский государственный университет,
zojkw@rambler.ru

Бассейн нижней Томи расположен в юго-восточной части зоны подтайги Западно-Сибирской равнины. Согласно исследованиям М.Ю. Белоцерковского, З.П. Кирюхиной, Г.А. Ларионова [1], К.С. Кальянова [2] эта территория определена как недефляционный район в бассейнах Оби и Иртыша. А.Н. Сажин, Ю.И. Васильев [3] данную территорию отнесли к зоне накопления эолового материала. Как отмечалось ранее, Н.С. Евсеева [4], Н.С. Евсеева, З.Н. Квасникова [5], названные выводы справедливы для естественных ландшафтов зон подтайги и тайги. Вырубка лесов, распашка земель, строительство разного рода коммуникаций способствуют активизации эрозионных, эоловых и других процессов. Современные эоловые процессы можно классифицировать по условиям и

площади развития. В первом случае они делятся на природные и природно-антропогенные; во втором – на глобальные, региональные и локальные.

В данной работе нами рассмотрена динамика аккумуляции эоловых отложений холодного периода года (октябрь-апрель) в течение 1989-2014 гг. на локальном уровне в пределах агроландшафтов в бассейне нижней Томи. Как известно, для развития эоловых процессов важное значение имеют скорости ветра и обнаженная или слабо закрепленная растительностью поверхность.

Циркуляция атмосферы, режим и скорости ветров исследуемого района освещены во многих работах [6-9]. Среднегодовая скорость ветра в Томске равна 3-6 м/с, причем повторяемость скорости ветра 6 м/с и более составляет 57%. Но особенно большое значение для развития эоловых процессов имеют сильные (≥ 15 м/с) ветры, штормы. Сильные (бурные) ветры, имеющие скорость 15 м/с и более – одно из наиболее часто повторяющихся опасных явлений на юго-востоке Западной Сибири, особенно частыми и сильными они бывают в долине Оби и южных районах области. Продолжительность бурных ветров в Томске достигает 58 часов, а число их случаев – до 50 [6, 10]. В продолжительности бурных ветров хорошо выражен сезонный ход: два максимума в переходные сезоны и два минимума – летом и зимой. Почвы пашни в осенний и зимне-весенний сезоны наиболее уязвимы для дефляции.

Н. Ланкастер [11] отмечает, что показатели ветровой эрозии широко варьируют, и для данной скорости ветра зависят от текстуры почв и степени цементирования почвенной корки. Самые высокие показатели эрозии мелкозернистых отложений, по данным Н. Ланкастера, имеют место на почвах глинистых текстур, особенно там, где поверхность почв была нарушена движением транспортных средств и животных.

В исследуемом районе в агропроизводство вовлечены суглинисто-глинистые разности темно-серых, серых лесных, дерново-подзолистых почв и др., формирующихся на покровных лессовидных отложениях [12]. Противодефляционная устойчивость почв, рассчитанная нами по методике Г.А. Ларионова [13] невысока и варьирует от 24-57 до 10-49. Исследованиями выяснено, что чем больше в почве частиц с диаметром 1 мм и менее, тем более она эродируема ветром. Почвы исследуемого района, по видам структурности относятся к распыленным: содержание пылевой фракции в них колеблется от 31 до 90%. Критические скорости ветра для почв с суглинистым механическим составом варьируют от 5-6 до 9-12 м/с.

Наблюдения за интенсивностью аккумуляции эолового материала проводились по опорным профилям длиной до 800 м. Необходимо отметить, что интенсивность эоловой аккумуляции, происходившая на пашне исследуемого района в течение холодного периода года, оценивалась нами по максимальному ее проявлению в год наблюдения. Дело в том, что аккумуляция эолового материала в толще снега и на его поверхности неравномерна: максимум эоловых осадков накапливается на участках формирования эоловых волн (ряби), гораздо меньше между эоловыми волнами. Например, мощность отложившегося мелкозема на поверхности снега в пределах эоловой волны в 1996 г. местами достигала 13 мм, в 2003 г. – до 30 мм; между эоловыми волнами визуально определить толщину твердого осадка не представляется возможным. Мощность загрязненных прослоек снега в шурфах в отдельные годы превышает 10 см. Масса эоловых отложений в толще снега определялась отбором проб из шурфов, с

последующими процедурами таяния снега и фильтрования воды через фильтры (синяя лента).

Согласно Е.М. Любцовой [14], интенсивность названного процесса оценивалась по аккумуляции эолового материала на единицу площади в г/м^2 : слабая – менее 50; умеренная – 50-100; средняя – 100-200; сильная – 200-500; очень сильная – 500-1000; чрезвычайно сильная – более 1000 г/м^2 . Наши исследования показали, что интенсивность эоловой аккумуляции в течение 26-летнего периода наблюдений по годам проявлялась неравномерно (табл. 1).

Таблица 1. Интенсивность эоловой аккумуляции в бассейне нижней Томи

Интенсивность аккумуляции	Годы проявления
Сильная и очень сильная	1989; 1990; 1991; 1996; 2000-2005; 2009; 2012
Умеренная и средняя	1992-1995; 1997-1999; 2006; 2008; 2011
Слабая	2007; 2010; 2013; 2014

Интенсивность эоловых процессов в холодный период года имеет прерывистый характер и зависит от многих причин, но главными среди них, по нашему мнению, являются изменчивость зональной циркуляции атмосферы и состояние агрофона. В развитии эоловых процессов проявляется цикличность – от 1 года до 5-6 лет.

В составе эоловых отложений преобладают фракции крупной пыли, илистые частицы и мелкий песок. Эоловые отложения имеют тесную генетическую связь с почвами региона [15]. Очагами дефляции на пашне исследуемого района являются наветренные склоны мезо- и микрорельефа, а также гребни пашни в случае глубокой осенней вспашки (30-35 см). Естественно, что в составе эоловых отложений присутствует и пыль, переносимая воздушными потоками над Евразией.

Литература

1. Белоцерковский М.Ю., Кирюхина З.П., Ларионов Г.А. Опыт количественной оценки эрозионно-и дефляционноопасных земель бассейнов Оби и Иртыша при разработке схемы комплексного использования природных ресурсов // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1984. № 5. С. 3-9.
2. Кальянов К.С. Развитие эоловых процессов и ветровой эрозии почв на территории СССР // География процессов эрозии. 1986. С. 2-24.
3. Сажин А.Н., Васильев Ю.И. Географические закономерности современной дефляции в степях Восточной Европы и Западной Сибири // Геоморфология. 2003. № 1. С. 79-82.
4. Евсеева Н.С. Современный морфолитогенез юго-востока Западно-Сибирской равнины. Томск: Изд-во НТЛ. 2009. 484 с.
5. Евсеева Н.С., Квасникова З.Н. Современные эоловые процессы юго-востока Западно-Сибирской равнины // Геоморфология. 2010. № 3. С. 40-46.
6. Слуцкий В.И. Ветроэнергетические ресурсы // Кадастр возможностей /под ред. Б.В. Лукутина. Томск: Изд-во НТЛ, 2002. 280 с.
7. Евсеева Н.С., Слуцкий В.И. Климатический фактор развития эоловых процессов на юго-востоке Западно-Сибирской равнины // География и природные ресурсы. 2005. № 4. С. 75-79.

8. Природные опасности России. Гидрометеорологические опасности. Т. 5 /под ред. Г.С. Голицына, А.А. Васильева. М.: Издательская фирма «КРУК», 2001. 296 с.
9. *Евсеева Н.С., Ромашова Т.В.* Опасные метеорологические явления как составная часть природного риска (на примере юга Томской области) // Вестник Томского государственного университета. 2011. № 353. С. 199 -204.
10. *Ананова П.Г., Зяблицкая К.Н.* Сильный ветер в районе г. Томска // Контроль окружающей среды и климата «КОСК-2010»: Мат-лы VII Всеросс. симпозиума, Томск, 5-7 июля 2010. Томск: Аграф-Пресс, 2010. С 202-204.
11. Lancaster N. Aeolian features and processes // Geological Monitoring / R. Young, L. Norby. Boulder, Colorado, Geological Society of America, 2009. P. 4-25.
12. *Лойко С.В., Герасько Л.И., Кулижский С.П.* Природные условия западного макросклона Томь-Яйского междуречья. Томск: Издат. дом Томского гос. ун-та. 2013. 56 с.
13. *Ларионов Г.А.* Эрозия и дефляция почв: основные закономерности количественная оценка. М.: Изд-во МГУ, 1993. 200 с.
14. *Любцова Е.М.* Эоловая миграция вещества и ее роль в распространении фтора в ландшафтах юга Минусинской котловины // География и природные ресурсы. 1994. № 2. С. 86-91.
15. *Евсеева Н.С., Квасникова З.Н.* Геохимические аспекты эоловых процессов в агроландшафтах юго-востока Западно-Сибирской равнины // Новые и традиционные идеи в геоморфологии. 2005. С. 244-247.

СОВРЕМЕННЫЕ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ И УСТОЙЧИВОСТЬ РЕЛЬЕФА ПОЛУОСТРОВА ЛОМОНОСОВ (АМУРСКИЙ ЗАЛИВ, ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

Еременко Е.А., Беляев Ю.Р., Бредихин А.В.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
eremenkoeaig@gmail.com*

В 2013 году распоряжением Правительства Российской Федерации была утверждена Государственная программа «Социально-экономическое развитие Дальнего Востока и Байкальского региона», которая нацелена на формирование условий для ускоренного развития Дальнего Востока, превращения его в конкурентоспособный регион с диверсифицированной экономикой, в структуре которой преобладают высокотехнологичные производства с высокой добавленной стоимостью. С целью реализации поставленных задач в ближайшие годы прогнозируется увеличение техногенной нагрузки на природные комплексы региона, связанное, в том числе, с промышленным и транспортным строительством. В рамках ускоренного развития Дальнего Востока одним из важнейших направлений деятельности является «прогнозирование, выявление, анализ и оценка угроз безопасности», а также «осуществление стратегического планирования в области обеспечения безопасности» и «организация научных исследований по вопросам, отнесенным к ведению Совета Безопасности» (от 28 декабря 2010 года N 390-ФЗ «О безопасности, ст. 14). С этих

позиций оценка геоморфологической безопасности участков размещения проектируемых сооружений и степени устойчивости рельефа к антропогенному вмешательству является необходимой основой для принятия стратегических решений по освоению территории. По материалам научно-исследовательских работ, выполненных в 2014 году на побережье Амурского залива (на полуострове Ломоносова и прилегающей территории), выполнена оценка устойчивости геоморфологических систем к техногенному воздействию, а именно, к промышленному и транспортному строительству, предусматривающим полное или частичное сведение растительности, создание отсыпок, выемок и искусственное террасирование склонов.

Полуостров Ломоносова располагается на северо-западном побережье Амурского залива, в 20 км к юго-западу от г. Владивосток. Согласно схеме геоморфологического районирования территории бывшего СССР полуостров Ломоносова располагается в пределах геоморфологической зоны Восточно-Азиатского горного пояса, геоморфологической страны гор и низменностей Дальнего востока, Приморской геоморфологической провинции, Ханкайской геоморфологической области, Владивостокского геоморфологического района [1, 2]. Максимальная абсолютная отметка в пределах территории составляет 85,6 м и располагается на вершине холма в центральной части полуострова. Рельеф полуострова Ломоносова представляет собой сильно расчлененную холмистую возвышенность со средними абсолютными высотами 60-70 м, обрамленную полосой морских террас разного возраста, высота которых изменяется от 35-40 м до 2-4 м. Возвышенная часть полуострова имеет вытянутое в плане строение: она расширяется до 700-800 м в северо-восточной части территории, а к юго-западу сужается до 150-200 м. К югу и юго-востоку склоны возвышенности выходят к берегу моря, образуя крутые абразионно-оползневые уступы. С севера и северо-запада останцовая возвышенность обрамляется ступенями морских террас, суммарная ширина которых достигает 1,2 км. Изучаемая территория еще совсем недавно представляла собой остров, который лишь в голоцене соединился с побережьем вследствие формирования узкой перемы (томболо) (рис. 1).

Рельеф центральной части территории («ядро» полуострова) представляет собой эрозионно-денудационную равнину, сильно расчлененную долинами временных водотоков. Здесь распространены полигенетические (созданные комплексом процессов денудации и аккумуляции) вершинные поверхности, ширина которых не превышает 350 м, а средние уклоны составляют до 8°. Вершинные поверхности были сформированы в конце миоцена (конец N_1), при освобождении территории от морских вод и переходе ее в континентальный режим развития (Кулаков, 1980). С точки зрения геоморфологических рисков, возникающих при хозяйственном использовании территории, вершинные поверхности наиболее безопасны для всех видов строительства. **Высокая степень геоморфологической безопасности** определяется малой крутизной склонов, наличием растительного покрова (в особенности, дернового покрова), высокой степенью противоэрозионной устойчивости подстилающих пород, а также глубоким залеганием уровня грунтовых вод.

По периферии вершинная поверхность обрамлена склонами средней крутизны (от 8 до 20°), сформированных под действием комплекса денудационных процессов (абразионных, склоновых, эрозионных, тектонических и пр.). Перепад высот от бровки до подножья склонов комплексной денудации составляет около 25-30 м. В настоящее время

ведущим экзогенным процессом на неоген-плейстоценовых склонах комплексной денудации является дефлюкция. На незадернованных участках протекает делювиальный смыв. Склоны комплексной денудации характеризуются **средней степенью геоморфологической безопасности**, что связано с их крутизной. При крутизне более 8° возможна активизация полного комплекса склоновых процессов вследствие нарушения естественных природных условий, а именно – при сведении растительного покрова и создании искусственных рубежей для поверхностного стока.

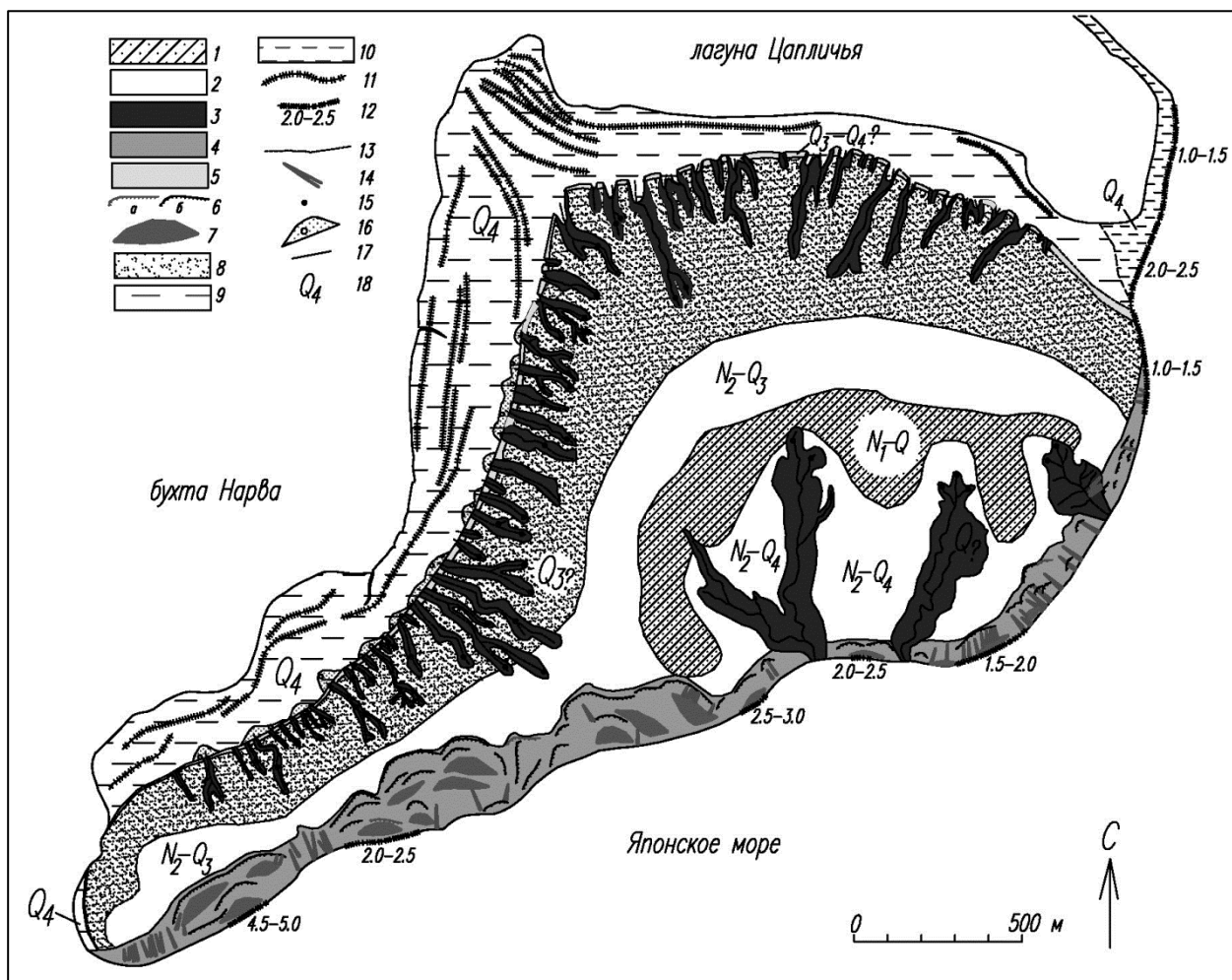


Рис. 1. Геоморфологическая схема полуострова Ломоносова

Условные обозначения: 1 – полигенетические вершинные поверхности (N_1-Q), 2 – склоны комплексной денудации крутизной до 20° разного возраста, 3 – эрозионно-денудационные склоны крутизной более 15° (N_2-Q_4), 4 – абразионно-денудационные склоны разной крутизны с активным развитием оползневых процессов (N_2-Q_4), 5 – отмершие абразионные уступы ($Q_3-Q_4?$), 6 – бровки оползневых цирков (а – поздней генерации, б – ранней генерации), 7 – наклонные площадки оползневых псевдотеррас, 8 – высокая морская терраса ($Q_3?$), 9 – низкая морская терраса (Q_4), 10 – переи́ма (Q_4), 11 – нечетко выраженные в рельефе береговые валы, 12 – абразионный уступ с указанием высоты в метрах, 13 – русла временных водотоков, 14 – эрозионные борозды и рытвины, 15 – вершины донных врезов в МЭФ, 16 – поверхности пролювиальных шлейфов (Q_4), 17 – геоморфологические границы, 18 – возраст форм и элементов рельефа.

В северной, северо-западной и западной частях полуострова Ломоносова склоны комплексной денудации переходят в слабонаклонную (до $4-5^\circ$) поверхность высокой морской террасы, характеризующуюся высокой густотой эрозионного расчленения.

Абсолютные отметки на поверхности террасы изменяются от 30-40 м в ее тыловой части до 8-15 м в ее прибрежной части. Возраст высокой морской террасы, по-видимому, позднеплейстоценовый [2, 3]. Эпоха роста малых эрозионных форм (МЭФ), расчленяющих поверхность террасы сопоставляется с периодом, когда уровень моря располагался на 2-3 м выше современного. В днищах балок наблюдаются извилистые в плане донные врезы, выраженные в большей части балок по всей длине, начиная от истока. Глубина балок составляет в среднем течении до 7-8 м, крутизна склонов – от 8-10° до 40-45°, а местами и 90°. Эрозионно-денудационные склоны осложнены оползневыми цирками до 30-35 м в поперечнике, оползневыми псевдотеррасами шириной до 5-6 м, эрозионными бороздами и рытвинами. Ведущими процессами на склонах МЭФ являются дефлюкция и оползание, в днищах – донная и боковая эрозия, подтопление и, местами, заболачивание. С точки зрения перспектив хозяйственного освоения можно отметить крайне **низкую степень геоморфологической безопасности** поверхности высокой морской террасы. Сведение растительности выше вершин балок и логов может привести к увеличению стока воды с поверхностей водосборов МЭФ и стимулировать импульсный и значительный регрессивный рост эрозионных систем. При хозяйственном освоении данной территории следует предусмотреть системы водоотведения, категорически не рекомендуется производить сброс воды в балки и лога, на их склоны, а также выше их вершин. Следует избегать строительства зданий и сооружений в непосредственной близости (ближе 20-30 м) от бровок МЭФ, т.к. увеличение нагрузки на прибрежную часть будет способствовать активизации оползневых процессов.

Поверхность отмершего абразионного уступа переходит в плоскую поверхность низкой голоценовой морской террасы (высота – от 0 до 2 м), обрамляющей полуостров с севера и запада. Поверхность террасы плоская, заболоченная, осложнена слабовыраженными береговыми валами, фиксирующими последовательные стадии снижения уровня воды в лагуне в течение голоцена. Ведущими экзогенными процессами являются подтопление и заболачивание, в холодный период – сезонное пучение грунтов. Характерна **низкая степень геоморфологической безопасности**, существуют дополнительные риски, связанные с подъемом уровня воды в лагуне.

В северо-восточной части полуострова к его «ядру» приключается морское аккумулятивное образование – перейма высотой до 4 м. Аккумулятивное тело ее является нестабильным образованием, испытывающим коротко- и долгопериодические колебания площади, связанные с периодами активизации штормовой активности, вызванной ветрами разных румбов. **Степень геоморфологической безопасности – крайне низкая**, транспортное строительство здесь должно сопровождаться возведением берегозащитных сооружений в мористой части.

В южной части полуострова Ломоносова склоны комплексной денудации через четкую резкую или четкую плавную бровку переходят в абразионно-денудационный склон, крутизна которого достигает местами 80-90°. Абразионные процессы на южном берегу полуострова спровоцировали активизацию здесь оползневых процессов. Оползневой рельеф представлен стенками срыва оползневых масс разного возраста (от полностью заросших до свежих) и оползневыми псевдотеррасами. Высота абразионного уступа редко превышает 2 м, в среднем составляя 0,5-0,8 м. Генетический тип берегов полуострова Ломоносова – абразионный, с естественной тенденцией к отступанию. В юго-восточной части полуострова обследованы три крупных оврага глубиной до 20-25 м.

Крутизна склонов оврагов составляет в среднем 40-50°, нередко достигая 90°. Местами выявлены признаки селевой активности в днище оврага (внутренние селевые конусы, селевые выбросы и нагромождения валунов и глыб в русле). На склонах оврагов в настоящее время активно происходят процессы оползания, осыпи и обвалы, стимулированные боковой и глубинной эрозией временных водотоков. Ведущими экзогенными процессами в днищах оврагов юго-восточной части территории являются глубинная и боковая эрозия. С точки зрения перспектив хозяйственного использования южного склона полуострова можно отметить чрезвычайную неблагоприятность существующих здесь геоморфологических условий и **максимально низкую степень геоморфологической безопасности.**

По результатам структурно-геоморфологического обследования и крупномасштабного геоморфологического картографирования установлено, что геоморфологическая безопасность отдельных участков территории определяется рядом факторов и условий, среди которых ведущая роль принадлежит крутизне склонов, характеру растительного покрова и гидрогеологическим условиям. На качественном уровне проведена оценка устойчивости рельефа к промышленному и транспортному строительству.

Литература

1. *Ананьев Г.С., Бредихин А.В.* Геоморфология материков. М., КДУ, 2008.
2. Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. М., Высшая школа, 1980.
3. *Кулаков А.П.* Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М.: Наука. 1980, 174 с.
4. *Свиточ А.А.* Морской плейстоцен дальневосточных побережий России (стратиграфия и палеогеография). // Тихоокеанская геология. 2004. № 3. с. 76-93.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И СВОЙСТВА КРУПНОЗАПАДИННОГО РЕЛЬЕФА ПРИАЗОВЬЯ

Захаров А.Л., Константинов Е.А.

*Лаборатория эволюционной географии Института географии РАН,
zaanleo@gmail.com*

В Приазовье, в условиях плоских низменных междуречий, не нарушенных эрозионными формами, встречается реликтовый крупнозападинный рельеф. Главной особенностью данного комплекса рельефа являются недостаточно изученные крупные замкнутые депрессии. Вопрос об их происхождении – дискуссионный, а их изучение – актуальная задача для научного исследования. В литературе проблема происхождения западин освещена недостаточно. Анализ опубликованных материалов показал недостаточную глубину проработки проблемы и, часто, отсутствие каких либо геолого-геоморфологических данных. В разные годы различными учеными выдвигались такие гипотезы происхождения западин, как просадочная [3, 4, 5, 6], суффозионная, лиманно-озерная [8], термокарстовая [7]. При помощи данных дистанционного зондирования

Земли, в том числе в виде ЦМР (ShuttleRadarTopographyMission – 3 (SRTM-3)) и спутниковых снимков, были проанализированы сотни западин и выявлены некоторые закономерности. Отдельные западины на Ейском полуострове изучались геолого-геоморфологическими методами.

Морфометрический анализ западин выполнен с использованием SRTM-3, на которой западины видны отчетливо. Пространственное разрешение 90 м и вертикальная погрешность 9 м выбранной ЦМР подходят для целей настоящего исследования. Точность модели подтверждена путем сравнения профилей, построенных с ее помощью, и профилей, построенных по данным нивелирной съемки. Расхождения сравниваемых профилей минимальны. Для анализа каждая западина представлена набором численных параметров: площадью, средней глубиной, длиной оси, шириной и ориентированностью. Высокая степень корреляции различных комбинаций массивов этих данных указывает на единый генезис исследуемых форм рельефа.

На территории Приазовья выделяются обособленные ареалы крупных западин, между которыми признаков существования подобных депрессий не наблюдается. Западины распространены южнее границ оледенений и существования вечной мерзлоты в ледникового. Это зона, в которой аккумуляция лессов происходила особенно интенсивно в периоды, когда на территории Приазовья господствовали криоаридные условия. Пространства занятые крупнозападинным рельефом отличаются пологим характером, и часто они занимают террасовидные поверхности рядом с Азовским морем и долинами крупных рек или широкие междуречья. Численность западин в каждом отдельном ареале может значительно варьировать. Существуют западины вне ареалов, на отдалении от них. Некоторые скопления насчитывают более 200 форм (междуречье Днепр – Молочная, Прикубанская низменность). В некоторых случаях ареалы с западинами переходят в скопления озер и лиманов со схожими чертами (озеро Сиваш, плавни Прикубанской низменности).

Крупнозападинный рельеф имеет ряд характерных черт, характерных для всего ареала. Между ареалами данные черты незначительно отличаются:

- 1) Западины, преимущественно, каплевидной в плане формы с осью направленной, примерно, на север-северо-запад.
- 2) Днище западин относительно ровное, редко осложненное (у особо крупных форм) ложбинно-грядовым микрорельефом, причлененным к западному борту депрессии.
- 3) Пространство между западинами исключительно плоское, выположенное, изредка нарушается реликтовыми эрозионными формами рельефа (балками), впадающими в западины.

При наличии схожих морфографических параметров данные депрессии могут значительно различаться по численным параметрам, особенно это заметно при сравнении отдаленных друг от друга ареалов. Западины имеют глубины, в среднем, от 3 до 20 м. Их площадь варьирует в прямой зависимости от глубины от тысяч квадратных метров до сотен квадратных километров.

О происхождении исследуемого комплекса рельефа пока известно мало, существует ряд проблем, решение которых заключается, в основном, в сборе и обработке фактического материала в больших количествах. Образование западинного мезорельефа – событие, безусловно, регионального масштаба, происходившее в прошлом. Различия в морфологии западин в разных скоплениях может говорить, как о едином изначальном

происхождении и последующем моделировании разными наборами экзогенных процессов, так и о изначально разном генезисе. Так же стоит вопрос – образуются ли западины в настоящее время? Вероятно, ответ в решении проблемы – что образовалось раньше лиманы и озера с очертаниями западин или западины, затем затопленные при тектоническом опускании.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 14-05-31481 мол_а и 13-05-41340 РГО_а.

Литература

1. *Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К. и др.* Становление зоны степей юга России (по материалам строения лессово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // ДАН, 2012. Т. 445. №4. С 464-467.
2. *Захаров А.Л., Константинов Е.А.* Морфология западинного рельефа Восточного Приазовья // Сб. статей «Геоморфологи. Новое поколение» – отв. Редактор Кладовщикова М.Е., Лихачева Э.А. 2013. С 5-13.
3. *Левандовский П.А.* Геоморфология и геоморфологическое районирование Приазовской низменности // Уч. зап. Краснодарского гос. пед. ин-та. Естеств.-геог. ф-т. Вып. 17. Изд-во Советская Кубань. Краснодар, 1956. С. 19-32.
4. *Сафронов И.Н.* Геоморфология Западного и центрального Предкавказья // Вопросы геогр. С-З Кавказа и Предкавказья. Изд-во Кубанского государственного ун-та. Краснодар, 1973. С. 4-39.
5. *Сафронов И.Н.* Геоморфология Северного Кавказа и Нижнего Дона. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1987. 160 с.
6. *Канонников А.М.* Природа Кубани и Причерноморья. Кн. Изд-во. Краснодар, 1977. С 112.
7. *Молодых И.И.* Инженерно-геологические основы изучения территорий регионального распространения западных форм рельефа Украинской части Русской платформы в связи с мелиоративным строительством // Киев, 1982. С 212-239.
8. *Kleschenkov A.* The use of digital elevation model for study of the paleogeography of the Azov sea region // 2010 annual meeting INQUA-SEQS. Rostov-on-Don, 2010. P. 72-74.

ДЮННЫЕ ПОЛЯ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ КОМАНДОРСКИХ ОСТРОВОВ

Иванов А.Н., Орлова П.Д.

МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, a.n.ivanov@mail.ru

Введение. Дюнные массивы широко распространены на побережьях морей, причем в разных природных зонах. Несмотря на это, многие вопросы их происхождения, возраста, развития до настоящего времени остаются дискуссионными. Ряд авторов связывает происхождение дюн с морскими трансгрессиями [1], другие считают, что они образовались в эпохи похолоданий и регрессий моря [4, 5]. До настоящего времени не разработана общая классификация дюнных полей, недостаточно изучена динамика дюн в связи с прошлыми и современными изменениями климата. Вместе с тем дюнные массивы,

аккумулируя значительные массы песка, играют важную роль в процессах в береговой зоне, несут в себе важную палеогеографическую информацию, имеют определенное значение для познавательного туризма, вследствие низкой устойчивости являются лимитирующим фактором для большинства видов хозяйственной деятельности.

Цель работы – выявление закономерностей расположения и строения дюнных массивов на побережье Командорского архипелага. О дюнах на Командорских островах в научной литературе имеются лишь отрывочные сведения [2,3,4]. Полевые работы проводились в июле-августе 2014 г., использовались также материалы, полученные ранее в 2000-2012 гг. Основным методом был маршрутно-описательный, изучены все основные дюнные поля на о. Беринга. Также использовались результаты дешифрирования разномасштабных и разновременных космических снимков. Исследования проводились при финансовой и организационной поддержке Командорского заповедника.

Географическое положение дюнных массивов и их характеристика. На о. Беринга выявлено шесть относительно крупных дюнных массивов (м. Северо-Западный, бухты Никольский рейд, Каменка-Песчанка, Серебрянникова, Бобровая и Половина). Почти все дюнные поля расположены на тихоокеанском побережье острова и лишь одно – на берингоморском (б. Половина). Подобная асимметрия объясняется строением береговой зоны: вдоль всего берингоморского побережья протягивается абразионная платформа, и количество песчаного материала, достаточное для образования дюн, встречается лишь в устьях крупных рек. Все дюнные поля тихоокеанского побережья имеют ряд общих черт: они ориентированы субпараллельно береговой линии, сложены разнотекстурными песками размерностью 0,1-0,4 мм, состоят из нескольких генераций, высота эоловых гряд увеличивается по мере удаления от береговой линии, почти все дюны задернованы, вблизи берега преобладают колосняковые сообщества на слаботорфянистых почвах, в тыловой части дюнных полей в фитоценозах примешиваются тундровые виды и формируются более зрелые и развитые почвы, повсеместно в почвенных профилях встречаются погребенные гумусовые горизонты.

Самое большое дюнное поле на о. Беринга расположено в б. Никольский рейд. Дюны протягиваются от устьевой части р. Гаванской до м. Китовый, протяженность массива около 7 км, ширина – 400-800 м, площадь – около 4 км². Дюнное поле состоит из двух частей – задернованной и развеемой. Задернованная часть дюнного поля в свою очередь также делится на две части – с бугристо-котловинным рельефом и классическими эоловыми грядами. Хаотично расположенные бугры, фрагменты эоловых гряд разной ориентировки, разделяющие их котловины и межгрядовые понижения с амплитудой рельефа до 20 м сложены мелкозернистыми ожелезненными песками и локализованы в тыловой части дюнного поля. К югу от м. Китовый вблизи берега прослеживаются пять хорошо выраженных более молодых задернованных эоловых гряд высотой 7-8 м, сложенных белым среднетекстурным песком со слабо выраженной криволинейной слоистостью и двумя погребенными гумусовыми горизонтами в метровом почвенном профиле.

Развеемые бугристые пески локализованы вблизи с. Никольское, площадь массива около 1,5 км². Состоят из хаотично расположенных бугров и дефляционных котловин между ними, амплитуда рельефа достигает 30 м, внешне территория напоминает классический пустынный ландшафт. Почвенный покров отсутствует, растительный покров выражен фрагментарно (общее проективное покрытие – 5-10%) и представлен

пионерными группировками колосняка, повсеместно наблюдаются активные эоловые процессы. Происхождение развеваемых бугристых песков связано с выпасом скота.

Дюнное поле в бухтах Песчанка и Каменка состоит из четко выраженных двух генераций. В первой полосе дюн в прибрежной части выделяется три гряды высотой 5-6 м, разделенных узкими (около 1 м) межгрядовыми понижениями. Вторая генерация дюн в тыловой части также состоит из трех эоловых гряд, достигающих высоты 12-15 м, высота гряд заметно возрастает по мере удаления от берега. В почвенных профилях насчитывается до 5-6 погребенных гумусовых горизонтов.

В отличие от дюнных полей в бухтах Никольский рейд и Каменка-Песчанка, которые образованы за счет селективной абразии пород каменной свиты и имеют слабо вогнутую современную береговую линию, дюны в южной части о. Беринга (Серебрянникова, Бобровая) сформировались в кутовых частях глубоко врезаемых бухт, в пределах современных озерно-аллювиальных равнин, которые в свою очередь образовались на месте древних морских заливов. Особенно примечательно крупное дюнное поле в левобережной части р. Серебрянникова, длиной около 1,5 км и шириной 400 м, состоящее из 15 эоловых гряд, высота которых увеличивается от 3 м в прибрежной части до 10-12 м в тыловой части. Местами правильная форма гряд нарушена бугристо-западинным рельефом. Менее крупное дюнное поле, но с большей высотой дюн (до 25-30 м в тыловой части) находится в б. Бобровая. Дюны также осложнены бугристо-западинным рельефом, в межгрядовых понижениях имеется несколько озер.

Единственное дюнное поле на берингоморском побережье в б. Половина отличается от дюнных массивов тихоокеанского побережья. Длина дюнного поля, наложенного на 2-3-метровую позднеголоценовую морскую террасу, составляет около 300 м, ширина – до 180 м, дюнный массив состоит из пяти эоловых гряд относительной высотой 4-5 м. Гряды и межгрядовые понижения осложнены буграми и западинами второго порядка и до глубины 1,5 м сложены однородными среднезернистыми песками (0,25-0,3 мм) ржаво-бурой окраски без каких-либо погребенных гумусовых прослоев. Дюны сплошь задернованы колосняковыми и разнотравно-крупнотравными лугами.

О дюнах на о. Медный имеются лишь фрагментарные сведения. В отличие от о. Беринга, здесь известны два относительно небольших дюнных поля и только берингоморском побережье в кутовых частях бухт Песчаная и Корабельная. Дюнные поля состоят из 3-4 гряд, высота дюн достигает 4-5 м, оба дюнных поля задернованы.

Возраст дюн. Как правило, в отложениях береговых дюн выделяется несколько генераций, отвечающих эпохам активизации эоловых процессов. Современные дюны расположены преимущественно в тыловой части песчаных пляжей и на поверхности древних штормовых валов. Современные дюны встречаются достаточно широко в береговой зоне, однако размеры их невелики (высота до 2 м, площадь – от нескольких десятков до первых сотен м²). Подобные дюны встречены в бухтах Командор, Перешеек, Лисинская и др. Почти все современные дюны задернованы (за исключением обширных участков дефляции, спровоцированных выпасом скота в б. Никольский рейд).

Большая часть дюнных полей о. Беринга имеет средне- и позднеголоценовый возраст. Радиоуглеродные датировки, взятые из основания дюн, сформированных на суббореальной морской террасе (высотой 2-2,5 м н.у.м.) вблизи устья р. Каменка, показали возраст 1440 ± 140 л.н., ГИН 7262 [4]. Высота дюн над поверхностью террасы составляет около 3-4 м. Среднеголоценовые дюны также распространены широко и

обычно перекрывают поверхность более высокой морской террасы (5-6 м) атлантического возраста. Высота дюн достигает 10-12 м, время образования – на границе атлантик-суббореал. Самые высокие дюны (высотой до 25-30 м), расположенные в тыловых частях дюнных полей в бухтах Никольский рейд, Песчаная-Каменка и Бобровая, вероятно, образовались в более раннее время, в позднем плейстоцене-раннем голоцене. В пользу этого предположения свидетельствует тот факт, что на о. Беринга мощность эоловых накоплений, образованных при малоамплитудных регрессиях среднего-позднего голоцена, не превышает 2-5 м, и такие крупные дюны не могли образоваться при положении уровня моря, близком к современному, поскольку в береговой зоне нет достаточного количества песчаного материала для их образования [3].

Динамика дюнных полей. Большинство дюнных массивов в настоящее время задерживаются и находятся в устойчивом равновесном состоянии. Наличие многочисленных погребенных гумусовых горизонтов свидетельствует о периодической активизации эоловых процессов во время формирования дюн. Однако в настоящее время проективное покрытие травяной растительности почти повсеместно приближается к 90-100%, высота травостоя составляет 0,4-1,5 м, запасы надземной травянистой фитомассы 55-60 ц/га. Колосняковые и разнотравно-крупнотравные луга формируют мощную и плотную дернину (7-10 см) и гумусовый горизонт мощностью до 22 см, которые хорошо закрепляют поверхность почвы.

Вместе с тем в последние десятилетия отмечено формирование обширного массива с незакрепленными дюнами и активным развеванием в б. Никольский рейд и исчезновение небольшого дюнного поля на оконечности м. Северо-Западный. В обоих случаях это связано с антропогенным фактором (выпас скота). В б. Никольский рейд активное развевание дюн началось в 1960-х гг., когда на относительно небольшой площади от с. Никольское до б. Китовой проводился концентрированный выпас коров (около 200 голов) и был нарушен почвенно-растительный покров. В окрестностях м. Северо-Западный разрушение дюн началось в середине 1980-х гг. Высота дюн составляла 7-8 м, в настоящее время они почти полностью исчезли.

Заключение. На Командорских островах (о. Беринга, о. Медный) насчитывается восемь относительно крупных дюнных полей. Их локализация обусловлена строением береговой зоны, наличием песчаных отложений на подводном береговом склоне и периодическим его осушением в эпохи морских регрессий, а также постоянными сильными ветрами. Формирование дюн происходило в периоды понижения уровня моря и связано с переносом песка с осушенной части подводного берегового склона. Выделяется четыре генерации дюн – современного возраста, поздне- и среднеголоценовые и сформированные на рубеже позднего плейстоцена-раннего голоцена. Дюнные поля частично лимитируют хозяйственное использование береговой зоны, но вместе с тем имеют информационно-познавательное значение для экологического туризма, который в последние годы начинает развиваться на Командорах. Происхождение и внешний вид огромных развеваемых дюн и дефляционных котловин между ними с амплитудой высот до 30 м, напоминающих пустынные ландшафты, но находящихся в Субарктике по соседству с тундрами, производят большое впечатление на туристов.

Литература

1. Бадюкова Е. Н., Соловьева Г. Д. Рельеф приморских дюн как индикатор колебаний уровня моря // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. 1997. № 5. С. 10-15.
2. Иванов А.Н. Ландшафтные особенности Командорских островов // Изв. Русск. Географич. Общ-ва. 2003. Т. 135. Вып. 1. С. 64-70.
3. Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М. и др. Плейстоценовое осадконакопление в береговой зоне острова Беринга (Командорские острова) // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 3. С. 51-62.
4. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А. Развитие береговых дюн при изменениях уровня моря // Океанология. 2005. Т. 45. № 1. С. 150-160.
5. Свиточ А. А., Талденкова Е. Е., Янина Т. А. Морской голоцен побережий континентов и островной суши океана. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 143 с.

АККУМУЛЯЦИЯ НАНОСОВ И СОПУТСТВУЮЩИХ РАДИОАКТИВНЫХ ЗАГРЯЗНИТЕЛЕЙ НА ПОЙМАХ РАВНИННЫХ РЕК РАЗНОГО ПОРЯДКА В ЗОНЕ ЧЕРНОБЫЛЬСКОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ БАССЕЙНА Р. УПЫ)

Иванов М.М., Голосов В.Н., Беляев В.Р., Иванова Н.Н.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
ivanovm@bk.ru, gollossov@gmail.com, valdemar_b@rambler.ru*

Пойменная аккумуляция является важной составляющей процесса перераспределения наносов в речном бассейне. Формирование пойменных отложений равнинных рек в зонах со значительной долей пахотных земель происходит преимущественно за счёт бассейновой составляющей стока наносов. В связи с этим в них происходит фиксация информации о геохимической обстановке в пределах частей бассейна, поставляющих материал. Зачастую поле загрязнения речных бассейнов является далеко неоднородным, в связи с этим концентрация загрязняющих веществ, транспортируемых различными реками, входящими в речную сеть, может сильно различаться, что находит отражение в свойствах пойменных отложений. Степень загрязнённости пойм также зависит от темпов аккумуляции наносов, обусловленных гидрологическими и геоморфологическими условиями формирования стока наносов в реках. Проблема загрязнения является актуальной в силу высокой привлекательности пойм для ведения сельскохозяйственной и рекреационной деятельности, в особенности в контексте радиоактивных загрязнителей, как наиболее опасных ксенобиотиков.

В качестве объекта исследования была выбрана часть бассейна р. Упы в южной части Тульской области. Для данного региона характерно наличие локального максимума радиационного загрязнения, вызванного тропосферным выпадением ^{137}Cs после черновыльской аварии, получившего в научной литературе название «Плавское радиоактивное пятно». Предметно изучалась аккумуляция наносов и содержащихся в них радионуклидов на поймах трёх рек, последовательно впадающих друг в друга – р. Локна, р. Плава и р. Упа. Бассейны данных рек имеют разную плотность загрязнения. Водосбор Локны находится практически в центре Плавского пятна и, в свою очередь, в центре

бассейна Плавы, а р. Упа дренирует территорию, находящуюся преимущественно по периферии загрязнения. Таким образом, в конкретном случае увеличение водности реки сопровождалось, в среднем, уменьшением загрязнённости её бассейна ^{137}Cs Чернобыльского происхождения.

Анализ содержания ^{137}Cs в толще показал, что в целом для пойм характерно распределение запасов ^{137}Cs с хорошо выраженным максимумом, который связан с прямым атмосферным выпадением ^{137}Cs в 1986 г. на поверхность поймы. Накопившиеся с 1986 г. наносы привели к заглублению слоя с максимальным загрязнением. Запасы в толще сформированной после выпадения имеют тенденцию к экспоненциальному убыванию по мере приближения к современной дневной поверхности. Вместе с этим существуют большие различия в абсолютных показателях содержания радионуклидов и глубине залегания пика на низких поймах рек различных порядков (рис. 1).

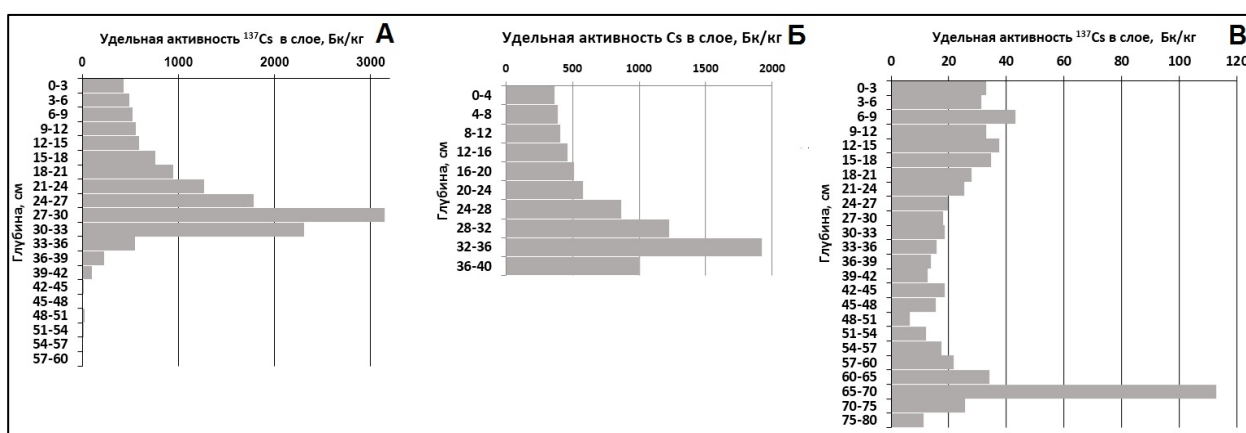


Рис. 1. Распределение запасов ^{137}Cs в толще отложений низкой поймы бассейна р. Упа: А – р. Локны (приток р. Плава), Б – р. Плавы (приток р. Упа), В – р. Упа.

Отбор образцов грунта проводился послойно с поверхности поймы на высоте от 0,5 до 1 м над меженным уровнем реки, соответствующей уровню низкой поймы для каждой из рек. Приведённые графики чётко демонстрируют две очевидные тенденции. Первая заключается в постепенном снижении концентрации ^{137}Cs в результате аккумуляции наносов при возрастании водности реки, что в данном случае связано с различиями в начальном уровне радиоактивного загрязнения их водосборов.

Второй тенденцией является постепенное увеличение глубины залегания цезиевого пика, что указывает на возрастание средних темпов аккумуляции: 0,75-0,85 мм/год – р. Локна; 1,3-1,5 мм/год – р. Плава; 2,1-2,5 мм/год – р. Упа. На подобное изменение темпов, в основном, оказывает влияние фактор продолжительности затопления низкой поймы, которая возрастает по мере роста водности реки. Кроме того, следует отметить относительно небольшие размеры пойменных массивов, чья ширина может сокращаться даже при увеличении водности. В силу этого даже небольшой объём откладываемых наносов на малой площади будет выражаться в весьма интенсивной аккумуляции. Изучение влияния данных факторов требует дополнительного исследования с привлечением большего массива фактических данных и гидрологического моделирования.

Проанализировано распределение запасов ^{137}Cs на разных уровнях поймы, на тех участках, где они были зафиксированы (рис. 2, 3).

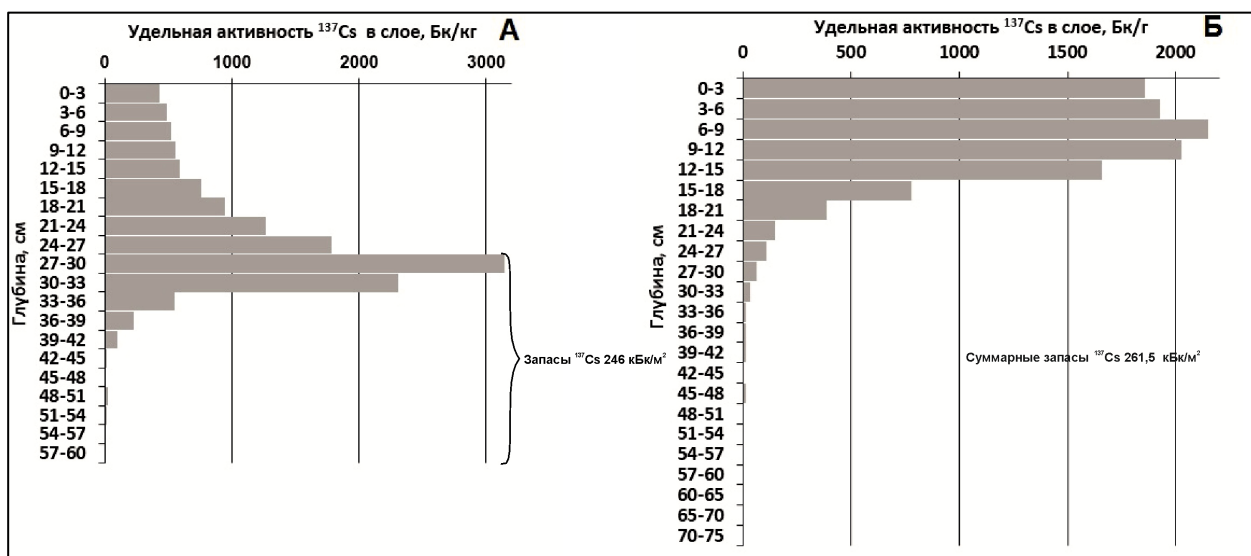


Рис. 2. Распределение запасов ^{137}Cs в аллювиальной толще на нижней (А) и верхней (Б) пойме р. Локны, Тульская обл.

Распределение запасов на низкой пойме Локны существенно отличается от верхней, в первую очередь, максимальным содержанием ^{137}Cs в приповерхностной части толщи наносов (рис. 2). При этом больший суммарный запас радионуклидов на низкой пойме объясняется более интенсивной аккумуляцией наносов. Примечательно также то, что суммарный запас ^{137}Cs на высокой пойме (261,5 кБк/м²) практически равен части запасов на низкой располагающихся под пиком – не обусловленных процессами пойменной аккумуляции (246,5 кБк/м²). Если предположить, что аккумуляция на верхней пойме практически отсутствовала с 1986 г., а склоновая составляющая аккумуляции наносов незначительна, то возникает вопрос, почему на столь близких друг к другу позициях наблюдается столь разное вертикальное распределение загрязнителей. Вероятно, более равномерное распределение ^{137}Cs в приповерхностной толще связано с активной деятельностью почвенной фауны по перемешиванию материала толщи, но прямого доказательства данному явлению пока не обнаружено. Схожая ситуация наблюдается на разных уровнях поймы Плавы (рис. 3).

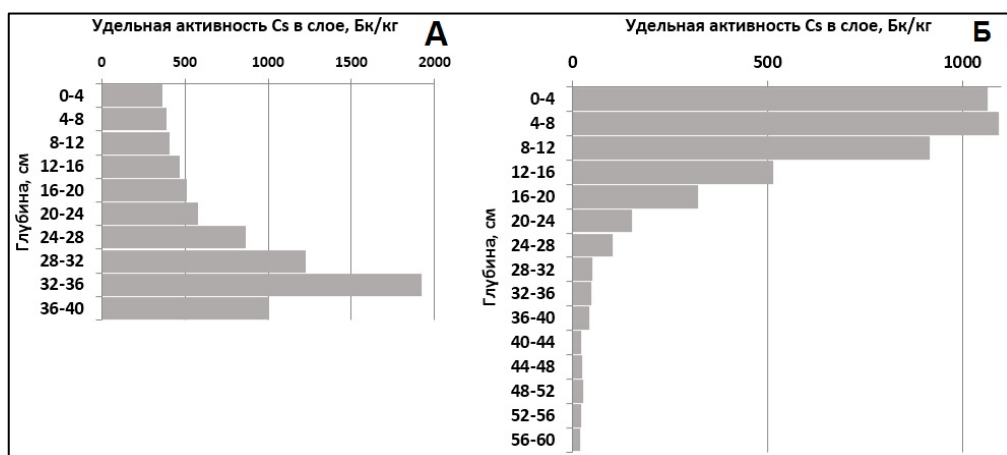


Рис. 3. Распределение запасов ^{137}Cs в аллювиальной толще на нижней (А) и верхней (Б) пойме р. Плавы, Тульская обл.

На рассматриваемых участках значительное возрастание запасов ксенобиотиков, которое могло бы в значительной мере повлиять на жизнь и здоровье человека, наблюдается только верхних звеньях бассейна и во многом обусловлено высокоинтенсивным первоначальным загрязнением. Несмотря на это, проблема миграции загрязнителей по речной системе и их переотложения вместе с наносами остаётся открытой и имеет высокий потенциал как для фундаментально научной, так и прикладной разработки.

КАРТА ТИПОВ БЕРЕГОВ КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Игнатов Е.И., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
geomorpho2006@yandex.ru*

Крым издавна привлекал внимание человека, охотно селившегося на его морских берегах и оставившего начальные сведения об их особенностях. Научное изучение этих берегов наиболее широко стало развиваться лишь в XX в. и связано, прежде всего, с именами Б.Ф. Добрынина и В.П. Зенковича, проводивших здесь регулярные береговые исследования. Все эти и многие последующие работы давали общую характеристику берегов Крыма. Однако научное картирование этих берегов значительно отставало. Имелись лишь небольшие схемки типов берегов в разных работах для отдельных участков побережья [2, 4] или мелкомасштабные обобщающие карты типов берегов всего северного побережья Черного моря, куда Крым входит как небольшая часть [1, 5]. В то же время, для эффективного решения проблем рационального использования и охраны ценнейших береговых ресурсов Крыма необходимо знание и понимание пространственного распределения разных типов берегов. Этот пробел в определенной степени покрывается новой, более крупномасштабной Картой типов берегов Крыма, составленной в Лаборатории морской геоморфологии географического факультета МГУ.

Карта типов берегов Крыма выполнена в среднем 1:500 000 масштабе. Выбор масштаба обусловлен желанием авторов дать более детальную оценку пространственного распространения типов берегов, чем это было ранее, и в то же время этот средний масштаб вполне дает возможность отметить на карте все разновидности берегов, присущие этой климатической зоне. Кроме того, выбранный масштаб позволяет показать весь полуостров с его берегами на одном компактном и удобном для работы листе картографической основы.

Как известно, современные морские берега были сформированы в послеледниковую трансгрессию Мирового океана, которая завершилась примерно 7000-5000 лет назад. Именно такой возраст имеют все морские берега мира. Однако дальнейшее их развитие под воздействием морского волнения и на фоне медленного сейчас повышения уровня океана получило региональные черты в зависимости от геолого-геоморфологических условий, климатических особенностей, географической экспозиции и в итоге – от интенсивности волнового воздействия на берег. Это обусловило нахождение берегов на разных стадиях развития и связало их современное состояние, в основном, с интенсивностью проявления волновых процессов у морского края суши.

Поэтому при классификации морских берегов по их типам, прежде всего, важно учитывать степень воздействия морского волнения.

В связи с этим, в основу составленной карты была положена известная, разработанная в свое время О.К. Леонтьевым [3], классификация морских берегов, которая как раз и рассматривает морские берега по степени переработки морем края прибрежной суши. Согласно этой классификации, берега выстраиваются в определенную генетическую последовательность – от неизмененных и слабо измененных морем берегов до полностью переработанных морским волнением. Эти две главные категории морских берегов составляют основное содержание легенды к представляемой карте. Обе они могут быть подразделены на отдельные разновидности (типы) морских берегов, особенно вторая из них. Поскольку в географической зоне Крыма берега с малым волновым воздействием потенциально встречаются не часто, эта категория представлена в легенде и на карте без подразделения на разновидности. Категория преобразованных морем берегов подразделяется на три группы: 1) абразионные берега с несколькими разновидностями (1а – абразионно-денудационные, 1б – абразионно-оползневые, 1в – обвальное-оползневые, 1г – собственно абразионные, 1д – абразионные отмершие); 2) абразионно-аккумулятивные берега; 3) аккумулятивные берега, тоже с несколькими разновидностями (3а – созданные волновыми процессами – пляжевые и лагунные, 3б – созданные приливными и сгонно-нагонными процессами – осушные, 3в – созданные устьевыми процессами – дельтовые, 3г – пляжевые искусственные, созданные под влиянием антропогенного фактора). Имея в виду очень сильное влияние человека на берега Крыма, в легенду введен дополнительный знак – техногенные берега. Все эти типы берегов показаны на карте цветными линиями. Следует, вероятно, оговориться, что разработанная О.К. Леонтьевым береговая классификация гораздо шире, чем представленная выше, и охватывает все возможные типы берегов Мирового океана. Здесь опущены типы берегов, заведомо отсутствующие в климатической полосе Крыма, например, шхерные, фиордовые, термоабразионные – характерные для северных побережий, или мангровые и коралловые берега, развитые на юге.

К категории слабо обработанных морем берегов отнесены отдельные участки южных крымских берегов, сложенные очень прочными породами (известняками, конгломератами, диоритами, кварцевыми кератофирами), слабо поддающимися волновому воздействию. Такие участки (Карадаг, м. Аю-Даг, м. Фиолент – м. Айя) В.П. Зенкович называл «мертвым берегом», имея в виду, что «... море не ведет там почти никакой работы...» [2, с. 250] и эти берега не изменены морем. Однако, наличие у берегов Карадага абразионного останца «Золотые ворота» позволяет признать некоторую роль абразии и отнести эти берега к слабо измененному морем типу.

Абразионно-денудационный тип берега представлен высокими (50-200 м) береговыми уступами, у которых абрадируется нижняя часть до высоты волнового заплеска, а в верхней половине уступа развиваются различные склоновые процессы (осыпи, обвалы, смывы), способствующие отступанию берега.

Абразионно-оползневой тип берега по облику и высотам (до 200-500 м) близок к абразионно-денудационному типу, но несколько отличается по характеру склоновых процессов (оползни). Этот тип берега выделен специально для особенностей Южного Крыма, где высокие береговые склоны, выработанные в коренных породах (сланцы таврической свиты, известняки), чрезвычайно осложнены древними и современными

оползнями. Их сходу способствует абразия нижней части склона. Однако эти берега значительно отличаются от оползневых западных и восточных берегов Крыма, где процесс оползания в рыхлых глинистых породах нередко сопровождается обвалами. Для таких берегов введен дополнительный тип берега – абразионный обвальнo-оползневой.

Собственно абразионный тип берега – это классические размываемые берега, где береговой клиф с волноприбойной нишей внизу выработан в достаточно податливых волнам отложениях.

Абразионные отмершие берега показаны на участках, сохранивших клиф, по каким-то причинам выведенный из-под влияния морского волнения.

Абразионно-аккумулятивные берега характеризуются частым чередованием аккумулятивных и питающих их абразионных участков. И те, и другие тесно взаимосвязаны и представляют собой единую абразионно-аккумулятивную систему, подразделение которой на отдельные элементы в данном масштабе не представляется возможным.

Серия аккумулятивных типов берегов соответствует их классическому пониманию. Однако аккумулятивные пляжевые берега дополнены в легенде (и на карте) выделением искусственных пляжевых берегов – с наносоудерживающими конструкциями (буны) и нередко – с искусственной подпиткой. По сути, это не природные, а антропогенные пляжи.

Лагунные берега определяются по отделяющему лагуны от моря береговому барьеру – типичному волновому образованию.

Осушные берега формируются на весьма отмелых участках береговой зоны, где волна работает практически только во время ветрового нагона.

На побережье Крыма местами развиты также дельтовые берега, входящие в категорию аккумулятивных типов. Однако действующие в Крыму мелкие реки создают сравнительно маломощные дельты, выделение которых в масштабе карты оказалось в большинстве случаев невозможным.

Учитывая многоцелевое использование крымских берегов, в легенду введен дополнительный тип берега – техногенный, характеризующий сильное антропогенное преобразование берега. Такой тип берега показан на карте в пределах портовых акваторий или в больших курортных городах, где имеются мощные и протяженные прогулочно-защитные набережные.

Перечисленные типы морских берегов составляют содержание легенды к Карте типов берегов.

Анализ составленной карты типов берегов Крыма показал, что здесь присутствуют практически все типы берегов, характерные для этой географической зоны. Чтобы яснее представить их соотношения, проведено измерение по карте протяженности берегов каждого типа. Измерение проводилось последовательно вдоль береговой линии каждого участка циркулем с раствором 2 мм – наименьший из возможных для детальности измерений и удобный размер (1 км в масштабе карты). При этом протяженность лагунных берегов определялась по внешнему контуру отделяющего лагуну от моря берегового барьера, внутрилагунные берега в этот расчет не входили (лагуну слишком малы в масштабе карты). Исключение сделано только для Сивашской лагуны за Арабатской стрелкой, поскольку берега этой лагуны окаймляют почти треть Крымского п-ова и игнорировать их было бы неразумно. Поэтому берега Сивашей были проанализированы и

измерены. Следует также оговориться, что фактическое измерение длины отдельных отрезков береговой линии дает лишь приблизительные результаты и целиком зависит от масштаба карты. Поэтому при оценке распространенности разных типов берегов целесообразнее пользоваться их процентными соотношениями.

В целом, для Крымского п-ова характерно заметное преобладание типичных абразионных берегов, которые составляют четверть всех их типов (табл. 1). Такие берега в том или ином виде присутствуют на всех побережьях Крыма, а при продолжительном подъеме уровня моря их роль несомненно будет возрастать. Несколько меньшее, но также существенное значение имеют абразионно-аккумулятивные (18%) и лагунные (15,7%) берега, главным образом, за счет их широкого развития на западном и особенно – на Сивашском побережьях. Следующими по распространенности являются аккумулятивные пляжевые (9,3%), осушные (7,7%), абразионные обвально-оползневые (6,9%) и абразионно-оползневые (5,4%) типы берегов. При этом первые и третьи из них, в основном, связаны с западным и восточным побережьями, абразионно-оползневые – с южным побережьем, а осушные берега почти целиком принадлежат Сивашам. Заметное значение имеют также искусственные аккумулятивные (4%) и сугубо техногенные (3,4%) берега, тяготеющие, в основном, к южному и восточному побережьям.

Таблица 1. Соотношения типов берегов Крымского полуострова

Территория	Типы берегов													
	1	абразионные					7	аккумулятивные					13	Все- го
		2	3	4	5	6		8	9	10	11	12		
Морские берега Крыма														
км	28.5	297.5	25.5	72.5	36.0	6.5	71.0	117.0	151.5	7.0	1.0	55.0	45.5	915
%	3.1	32.5	2.8	7.9	3.9	0.7	7.8	12.8	16.6	0.8	0.1	6.0	5.0	100
Все берега Крыма (+Сиваш)														
км	28.5	331.5	25.5	72.5	92.0	6.5	238	124.5	209.5	103	1.0	55.0	45.5	1333
%	2.1	25.0	11.9	5.4	6.9	0.5	18	9.3	15.7	7.7	0.1	4.0	3.4	100

Типы берегов: 1 – слабо измененные морем, 2 – абразионные, 3 – абразионно-денудационные, 4 – абразионно-оползневые, 5 – абразионные обвально-оползневые, 6 – абразионные отмершие, 7 – абразионно-аккумулятивные, 8 – аккумулятивные пляжевые, 9 – лагунные, 10 – осушные, 11 – дельтовые, 12 – аккумулятивные искусственные, 13 – техногенные.

Четкое представление о пространственном распределении разных типов берегов способствует наиболее рациональному размещению капиталовложений и эффективному планированию хозяйственного освоения побережий.

Литература

1. Атлас природных условий и естественных ресурсов Украинской ССР/гл.ред. А.С.Харченко. М.: ГУГК СССР, 1978. 183 с.
2. *Зенкович В.П.* Берега Черного и Азовского морей. М.: Гос.изд-во геогр. лит-ры, 1958, 374 с.
3. *Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г., Соловьева Г.Д., Холодилин Н.А.* Карта типов берегов и побережий Мирового океана//Рельеф и ландшафты, М.: изд-во МГУ, 1977, с.116-126
4. *Мамыкина В.А., Хрусталева Ю.П.* Береговая зона Азовского моря. Ростов-Дон, 1980. 172 с.

5. Шуйський Ю.Д. Типи берегів Світового океану. Одеса: Астропринт. 2000. 480 с.

К ВОПРОСУ О ПОТОКЕ НАНОСОВ ВДОЛЬ ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ТУЗЛЫ

Игнатов Е.И., Санин А.Ю.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
ign38@mail.ru, eather86@mail.ru*

Коса Тузла, которая в настоящее время состоит из так называемой Тузлинской дамбы (корневая часть образования) и острова Тузлы (дисталь косы), является одним из наиболее динамичных объектов Азово-Черноморского бассейна и самым динамичным в пределах Крымского полуострова. Ее береговая линия на отдельных участках смещается на десятки метров в год. Динамика берегов острова оказывает существенное влияние на хозяйственную деятельность; в случае реализации варианта транспортного перехода через Керченский пролив в виде моста такие скорости смещения береговой линии являются серьезной угрозой для стабильности сооружения как в среднесрочной, так и в долгосрочной перспективе.

Для изучения динамики Тузлы могут использоваться как данные непосредственных наблюдений, так и результаты расчетов, в частности, применение так называемых гидрометеорологических методов, наиболее известными из которых являются ветроэнергетический и волноэнергетический (существует также разработанный В.В. Лонгиновым [4] ветроволноэнергетический метод, который их совмещает). Применение вышеуказанных методов позволяет оценить на качественном и количественном уровне емкость потока наносов, от которой, в свою очередь, во многом зависит динамика береговой линии. Расчетный метод уступает в надежности и достоверности полевым наблюдениям, но многократно дешевле их и требует намного меньше времени на реализацию.

Использование так называемого волноэнергетического метода позволяет подсчитать емкость вдольберегового потока наносов, или то количество наносов, которое потенциально может транспортироваться. Следует не путать ее с мощностью – количество наносов, которое реально перемещается морем.

Существует множество формул для выполнения качественного и количественного расчета потока наносов, которые, как правило, учитывают такие параметры волн, как длина, период, и, разумеется, их высота, в некоторых случаях – дальность разгона и другие; часто вводятся коэффициенты, определяемые эмпирически и учитывающие местные условия.

В Руководстве по расчету потоков наносов [1] приводятся два метода А.М. Жданова и Б.А. Попова (с. 203-205). Для расчетов могут использоваться фактические наблюденные данные волномерных постов в Заветном и Опасном, ближайших к исследуемому району в Черном и Азовском морях (метеостанции в поселках на Керченском берегу одноименного пролива). Однако, лучше применять, в случае их наличия, данный по параметрам волн непосредственно для того или иного участка Тузлы,

для которого производится расчет, так как параметры волн, воздействующих на берег в районе поселка Заветное и в районе черноморского побережья острова Тузла могут существенно различаться

А.М. Жданов предложил рассчитывать энергию волн для всех баллов и полурумбов волнения следующим образом: $E = h^2 * \chi_{cp} / 8\tau_{cp}$, где χ – длина волны, h – высота волны, τ – период волны, E – энергия за секунду на погонный метр фронта волны.

В каждом интервале высота волны берется наибольшая, а длина и период – средние.

Метод Жданова несколько проще в использовании, чем метод Попова, хоть по некоторым оценкам, считается менее достоверным.

При расчетах следует учитывать не все волны, а только волны так называемых активных румбов- тех румбов, при которых они направлены на берег. Для Черноморского побережья Тузлы к ним относятся волны западного, юго-западного и южного румбов, для некоторых участков – юго-восточного и северного. Аналогичная ситуация для Тузлинской дамбы, только для участка суши к востоку от мыса Верблюд (основания Тузлинской дамбы) следует вместо западного румба учитывать северо-западный. Ниже приводится таблица 1, которая послужила базой данных по расчету волновой энергии для Азовских волн. Выше, чем 1,9 м они в районе исследования бывают очень редко, что позволяет такими волнами пренебречь.

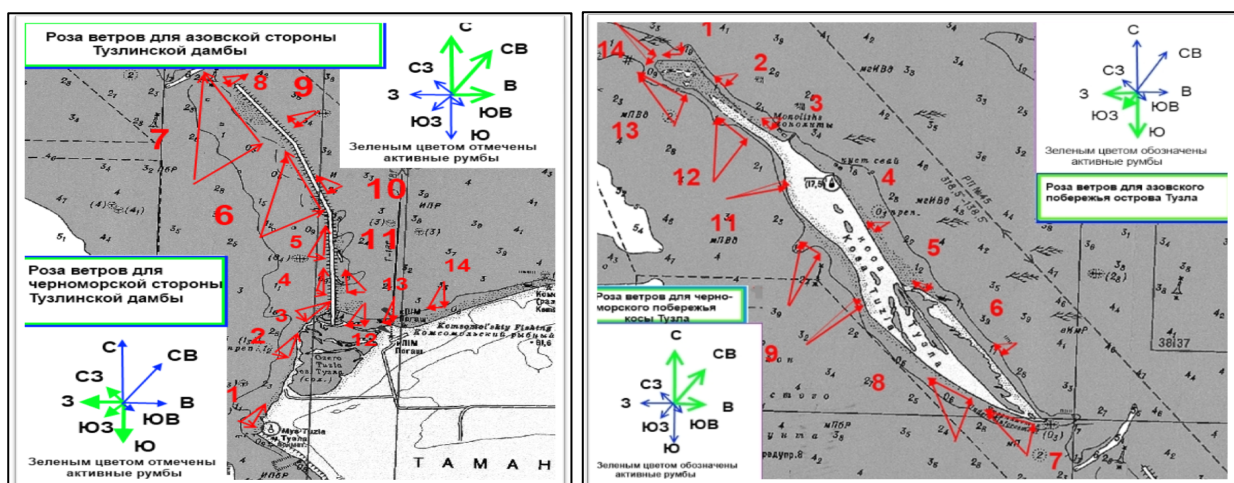


Рис. 1. Направление вдольберегового потока наносов для Тузлинской дамбы (слева) и острова Тузла (справа).

Подсчеты показали, что наибольшее значение как для острова Тузлы, так и для Тузлинской дамбы имеют волны силой в 2 балла южных и юго-западных румбов, для участка берега между мысом Верблюд и основанием дамбы важную роль играют волны северных румбов силой 3 балла. Меньшую роль играют волны силой в 1 балл и 3 балла, причем для острова Тузла важнее первые, а для Тузлинской дамбы – вторые.

Волновая энергия подсчитывается в так называемых условных единицах. Для перехода к объемам потока наносов существует ряд формул. В частности, может быть использована формула В.В Лонгинова [3], которая имеет следующий вид: $Q = 8 * 10^4 * T^{1,25}$, где T – наносодвижущая сила, действующая вдоль берега и выраженная в условных единицах. Из Руководства... [1] известно, что: $T = E * \sin \alpha$, где α – угол между направлением ветров данного румба и направлением данного участка берега.

Рассматриваемый берег должен делиться в соответствии с его конфигурацией, требованием к точности расчетов и длиной исследуемого участка на определенное количество участков. Длина таких участков, как правило, составляет порядка нескольких сотен метров или первых километров, но может быть и больше или меньше. В расчетах используются углы между направлением линии берега на данном участке и волн данного румба. Углы могут быть рассчитаны исходя из генерального направления потока наносов от основания дамбы к ее окончанию с использованием навигационных карт

По результатам проделанных расчетов видно, что емкость потока наносов вдоль черноморского побережья Тузлинской дамбы имеет мощность порядка первых десятков тысяч тонн и существенно отличается от участка к участку, что, по всей видимости, и объясняет чередование участков с преобладанием размыва и с преобладанием аккумуляции.

По проделанным расчетам следует сделать два важных комментария.

Во-первых, пока неучтенными остались волны с большими высотами, в силу того, что в Заветном они не наблюдаются. Но на Черноморском берегу Тузлинской дамбы и острова Тузла они имеют место. Так как вклад волн в суммарную волновую энергию, и, как следствие, в емкость вдольберегового потока наносов, возрастает с их высотой, можно сделать вывод, что рассчитанная емкость потока наносов существенно занижена.

Емкость потока наносов позволяет оценить потенциальные затраты, связанные с наличием прорана между островом Тузла и Тузлинской дамбой. Даже если использовать полученные и, по всей видимости, заниженные результаты, можно сделать вывод, что проран (пролив между Тузлинской дамбой и островом Тузла) ежегодно способен перехватывать (и, как показывают полевые исследования и анализ литературы, перехватывает) десятки тысяч тонн наносов в год, а примерно такая же и мощность (так как берега здесь размываются легко) у вдольберегового потока вдоль Черноморского побережья острова Тузла. Следовательно, этот объем наносов может быть получен только в ходе размыва берегов острова, который действительно имеет место, либо в ходе искусственной подсыпки наносов. Все вышеперечисленное заставляет детально рассматривать предложения о ликвидации прорана и восстановлении косы Тузла (еще в начале 20 века она представляла собой целостное образование).

Литература

1. Руководство по методам исследований и расчетов перемещения наносов и динамики берегов при инженерных изысканиях. Московское отделение гидрометеоздата, М., 1975, 244с
2. Ильин Ю.П. и др. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 1 – Азовское море, 2009, Том 2 – Черное море, 2009.
3. Лонгинов В.В. . Обзор методов расчета вдоль берегового перемещения наносов в береговой зоне. Труды Союзморниипроекта, вып. 14(20), 1966.
4. Лонгинов В.В. Энергетический метод оценки вдольбереговых перемещений наносов в береговой зоне моря. Труды Союзморниипроекта

ПРОБЛЕМЫ ПРОСТРАНСТВЕННОГО И ВРЕМЕННОГО ПРОГНОЗА РАЗРУШИТЕЛЬНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ (НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ КРАСНОДАРСКОГО КРАЯ)

Измайлов Я.А.

Международный инновационный университет, Сочи, izmailov.yakub@mail.ru

Краснодарский край – один из регионов с развитием наиболее разнообразного комплекса экзогенных процессов (ЭП), что является следствием многообразия структурно-тектонических, геолого-литологических, геоморфологических, гидрологических и других факторов. Специалистами выделяется здесь до 25 типов процессов, активизация многих из них может носить разрушительный характер. Достаточно вспомнить многочисленные катастрофические проявления эрозионно-паводковых процессов в речных долинах как северного, так и южного склонов Северо-Западного Кавказа, в том числе и связанных с человеческими жертвами, разрушительные проявления абразии на берегах Черного и Азовского морей, массовые активизации оползневых процессов вдоль линейных коммуникаций и на территориях населенных пунктов и т.д. В связи с нарастающим взаимодействием человеческой деятельности со средой, в которой происходит возникновение процессов, актуальность прогнозирования неблагоприятного развития такого взаимодействия также нарастает.

Автор с конца семидесятых годов прошлого века был руководителем и ответственным исполнителем работ по изучению экзогенных процессов, проводимых, главным образом, геологическими организациями, как на всей территории Краснодарского края, так и отдельных его районов, в основном, приуроченных к Азово-Черноморскому побережью. Результаты этих работ отражены в многочисленных и многотомных научно-производственных отчетах и лишь в очень малой степени являлись предметами научных публикаций [2, 3, 5]. К этому же времени приурочено начало массивных отечественных исследований и публикаций по данной тематике, связанных, главным образом, с институтом ВСЕГИНГЕО [6] и некоторыми другими организациями. При проведении указанных исследований нами составлялся комплект различных карт самого разного масштаба (от 1:200000 до 1:5000), включающий обычно карты различных условий формирования процессов (геологических, геоморфологических и др., а также комплексные), карты распространения различных типов процессов, а также карты воздействия их на народнохозяйственные объекты. Во многих случаях он дополнялся некоторыми другими картами, имеющими, например, прогнозную направленность. Кроме того, при обследовании населенных пунктов, локализованных хозяйственных объектов, участков линейных коммуникаций, во множестве составлялись несложные обычно схемы, отражающие характер актуального и прогнозного распространения процессов, способных нанести ущерб функционированию указанных объектов. Опыт выполнения работ, а также большой объем накопленного материала позволяют высказать изложенные ниже соображения, касающиеся возможностей пространственно-временного прогнозирования разрушительных проявлений ЭП.

Строго говоря, разделение на пространственную и временную составляющие при исследовании процессов, в том числе их прогнозировании, не вполне корректно, т.к. в любом случае пространственный аспект предполагает временной, и наоборот. Однако,

раздельное рассмотрение данных проблем возможно, а в некоторых случаях и необходимо. Упрощенно выражаясь, задачей пространственного прогнозирования является ответ на вопрос – где возможно проявление разрушительного процесса, а временного – когда возможно. Практика показывает, что ответы на данные вопросы связаны с решением задач, отличающихся по сложности. Более простым представляется решение первой задачи. Так, любое картирование процессов, оконтуривание существующих границ их проявлений, качественное или количественная характеристика степени их распространенности, выполняемые в соответствии с масштабом выполняемых работ, уже могут рассматриваться как элементы пространственного прогноза. Дело в том, что подавляющее большинство активизаций происходят в рамках своих исторических границ, т.е. активизации периодически повторяются в зонах «благоприятного» сочетания различных факторов. В этой связи необходимо подчеркнуть первостепенное значение квалифицированной геоморфологической диагностики как при проведении дистанционных (например, при анализе картографического или аэросъемочного материала), так, особенно, и полевых исследований. К примеру, грамотное оконтуривание низкой и высокой пойм в речных долинах уже во многих случаях позволяет оценить территории перспективного проявления затоплений и эрозии. Не меньшее значение имеют правильное определение генетической, возрастной и морфологической принадлежности склонов. В качестве лишь одного из многочисленных примеров можно привести следующий. Широкую известность получили катастрофические и трагические события в районе города Крымска Краснодарского края в июле 2012 года, связанные с экстремальным паводком в долине реки Адагум. Более чем за два десятилетия до этих событий, при обследовании экзогенных процессов на территории города Крымска, специалистами нашей группы, на основании оконтуривания форм рельефа днища долины реки, а также опросных данных о границах прошлых затоплений, уже была составлена схема, на которой, в частности, нашли отражение границы возможного проявления здесь паводково-эрозионных процессов. Данные прогнозные границы в значительной степени совпали с теми, которые наблюдались при отмеченном катастрофическом событии. Иного плана задачи приходится решать для территорий, где природный потенциал проявления того или иного процесса по каким-то причинам еще не реализован. Неплохо при этом в числе других зарекомендовал себя, так называемый, факторный анализ, заключающийся в автоматизированном поиске участков, набор геолого-геоморфологических и других факторов на которых близок к участкам, на которых процессы уже реализованы [1]. Нужно отметить, что активизация процессов на таких «девственных» территориях почти всегда связана с техногенной деятельностью и сравнительно легко прогнозируется. Так, в горных условиях подрезки верховых откосов, сложенных глинистыми литологическими комплексами, при прокладке дорог почти в 100% случаев приводит к массовому возникновению оползней [5]. Другой пример – весьма неудачная локализация морского порта в ходе строительства Олимпийских объектов южнее устья реки Мзымта, приведшая к блокированию генерального юго-восточного транзита вдольберегового потока наносов. При этом со всей очевидностью можно прогнозировать активизацию абразионных процессов на всем побережье Имеретинской низменности, вплоть до границы с Абхазской республикой. В принципе, наш вывод сводится к тому, что современные научно-методические разработки уже позволяют решать проблемы пространственного

прогнозирования при наличии квалифицированных кадров в самых разных масштабах – от региональных до локальных.

Несколько сложнее обстоят дела с временным прогнозированием, хотя и здесь научно-методические разработки и практика работ получили довольно большое развитие, хотя и не для всех генетических типов процессов и не всех хронологических уровней. Успешно реализуется на практике методика долговременного (векового и сверхвекового) прогнозирования береговых процессов методом палеогеографических аналогий, разработанная А.Б. Островским [7]. Хорошо зарекомендовала себя методика долго – и среднесрочного прогнозирования активизации разных типов процессов (абразии, эрозии, оползней, селей), разработанная под руководством А.И. Шеко [6]. Общая технологическая схема прогнозирования при этом базируется на анализе временных рядов определенных показателей влияющих на процессы гидрометеорологических и других факторов (индикаторов), а также временных рядов параметров самих процессов. Несколько циклов такого прогнозирования, проведенных для Черноморского побережья в конце прошлого столетия, показали высокую достоверность, которую можно констатировать уже по результатам современной верификации. Вместе с тем, можно заметить, что практическая востребованность прогнозной информации тем более высока, чем меньше сроки прогнозирования. Административными органами крайне редко принимаются какие-либо меры реагирования на прогнозы заблаговременностью в несколько десятилетий, лет или месяцев. Эти меры, в лучшем случае, сводятся к корректировке планов освоения территорий, например, к введению ограничений на строительства на участках возможной активизации процессов и т. д. Наиболее актуальным остается краткосрочное (от нескольких суток до нескольких часов) прогнозирование активизаций процессов, которые приурочены к зонам населенных пунктов, других хозяйственных объектов, т.е. способных иметь разрушительный и опасный характер. Подавляющее большинство таких построений, как известно, базируются на прогнозе гидрометеорологических аномалий, выполняемых специалистами гидрометеослужбы и МЧС. Сложность мониторинга и прогнозирования этих аномалий обуславливают недостаточную точность, а в некоторых случаях и перестраховочный их характер. С другой стороны, крайняя степень ответственности заставляет органы, ответственные за принятие управленческих решений, проявлять недоверчивость, нерешительность и осторожность, особенно в случаях, связанных с необходимостью прекращения деятельности предприятий или мобилизации населения. Вся эта система, касающаяся краткосрочного прогнозирования разрушительных процессов, а также реагирования на нее выглядит пока недостаточно отработанной и должна рассматриваться как актуальнейшая задача научной, законодательной и административной деятельности.

Литература

1. *Абрамов С.Е., Гробман В.С., Измайлов Я.А.* Районирование южного склона Западного Кавказа по степени оползневой опасности с применением математических методов // Геология и полезные ископаемые Северного Кавказа. Тез. докл. Ессентуки: ПГО «Севкавгеология». 1991. С. 311-313.
2. *Измайлов Я.А., Полещук А.Т.* О результатах регионального обследования экзогенных геологических процессов на территории Краснодарского края // Геология и

полезные ископаемые Северного Кавказа. Тез. докл. – Ессентуки: ПГО «Севкавгеология». 1984. С. 377-379.

3. Измайлов Я.А., Измайлов М.Я. Методы и результаты изучения экзогенных процессов на Азово-Черноморском побережье России // Лазовский В.Ф. (Ред.). Актуальные проблемы развития экономической и социальной науки. Краснодар: ЮИМ. 2003. С. 27-29.

4. Измайлов Я.А. Проблемы ретроспективной и прогнозной оценки динамики крупных форм прибрежно-морской аккумуляции (на примере Анапской пересыпи) // Г.А. Сафьянов (Ред.). Геоморфология на рубеже XI века. V Щукинские чтения. Труды. М.: Географический факультет МГУ. 2010. С. 296-297.

5. Инженерная геология Северо-Западного Кавказа и Предкавказья: современное состояние и основные задачи. / Материалы первой региональной научно-практической конференции. Краснодар: Просвещение-Юг. 2014. 440 с.

6. Методика изучения и прогноза экзогенных геологических процессов. М.: Недра. 1988. 356с.

7. Островский А.Б. Опыт долгосрочного инженерно-геологического прогноза абразии террасированных морских берегов методом палеогеографических аналогий (на примере Туапсе-Сочинского побережья Черного моря) // Инженерная геология. №1. М.: АН СССР. 1981. С. 76-88.

АНОМАЛИИ КОРРЕЛЯЦИИ РЕЛЬЕФА И ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ НА КОНТАКТЕ АЗИИ И ТИХОГО ОКЕАНА – ИНФОРМАТИВНЫЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ РЕСУРС

Казанский Б.А.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, bakaz@poi.dvo.ru*

Современные цифровые базы альтиметрических данных предоставляют новые возможности анализа рельефа на глобальном и региональном уровнях. Причем не столько данные о высотах рельефа или гравитационном поле сами по себе, сколько их взаимная корреляция, особенности которой объективно отражают соотношения плотности горных пород, морфологии рельефа и тектоники.

Автором анализировалась корреляция рельефа и гравитационного поля в квадранте северного полушария 0-60° с.ш. и 90-180° в.д., включающем юго-восточную часть Азии и северо-западную часть Тихого океана, на основе базы данных *ETOPO 1'* Калифорнийского университета в Сан Диего, доступных на сайте <<http://topex.ucsd.edu>>. Анализ проводился по ортогональной сетке широтных и долготных профилей, а также в пределах широтных и долготных полос (транссектов) по площадям 1-градусных трапеций. В первом случае получены годографы корреляции h и Δg (до 5400 точек на профиль), во втором - точечные кластеры (3600 и более точек в кластере) и годографы (до 90 точек на профиль) для точек статистических характеристик высот и гравитационного поля трапеций (средних, медианных, максимальных, минимальных значений и стандартных отклонений). Диапазон значений аномалий силы тяжести в рассмотренном регионе составил 985,5 мГал

(максимум в 630,77 мГал и минимум -354,7 мГал). Диапазон изменений значений силы тяжести в пределах одноградусных трапеций мог превышать 300 мГал как на континенте, так и в акваториях. Максимальное значение силы тяжести фиксируется в точке с координатами 27,87° с.ш. и 92,5° в.д., т.е. на континенте, западнее Сычуанской котловины; минимальное – над Марианским желобом (11,28° с.ш. и 141,97° в.д.); максимальное среднее значение равно 33,82 мГал при среднем по региону около 1 мГал; максимальное стандартное отклонение составило 90,93 мГал, а минимальное 10,48 мГал (при среднем в 25,6 мГал). Диапазон изменений высот на континенте достигал 7 км в пределах 1-градусных трапеции, а диапазон изменений глубин – более 8 км в районах глубоководных желобов.

Поскольку прецедентов такого анализа поисковыми системами Интернета и в литературе обнаружить не удалось, методику интерпретации приходится разрабатывать с нуля, т.к. традиционные методы разведочной геофизики в данном случае весьма разреженных точек непригодны, особенно для акваторий, где расстояния между точками одного порядка с мощностью земной коры. Первичные результаты анализа публиковались в виде тезисов и докладов на различных Всероссийских конференциях 2012-13 гг.

Годографы для длинных профилей представляют, как правило, очень сложное переплетение линий, поэтому профили разбивались по морфологическим признакам на фрагменты, где уже можно было выделять участки годографов с положительной линейной и нелинейной (аномальной) корреляцией, а также узловые точки. Участки с нелинейной корреляцией, характеризующейся большим разнообразием, и представляют основной интерес для поставленной задачи. В качестве эталонных можно использовать образцы годографов для профилей опубликованных геолого-геофизических разрезов. Наибольшей сложностью обладают годографы профилей пересекающих окраинные моря – Японское и Южно-Китайское. Пересечения же глубоководных желобов дают ограниченный набор типовых годографов, тяготеющих к общей линии регрессии (аттрактору) с уравнением

$$h = 20 \cdot \Delta g - 4000.$$
 В придонных частях западных бортов глубоководных желобов иногда фиксируется отрицательная корреляция. Наименьшим разнообразием отличаются годографы для большей части акватории Тихого океана (Северо-западной котловины). На континенте Азии количество аномалий корреляции (если пока исключить из рассмотрения регион Тибета и Гималаев) оказалось даже меньше ожидаемого. К примеру, такие морфологически и тектонически значимые объекты как Байкальская и Турфанская впадины оказались областями линейной корреляции с уравнением регрессии, включающем поправку за широту или долготу, учитывающую изменение мощности земной коры, с достоверностью аппроксимации R^2 более 0.9. Самой же аномальной оказалась область западной части Сычуанской котловины, известной недавними катастрофическими землетрясениями.

Кластеры точек площадной корреляции по 1-градусным трапециям также характеризуются большим разнообразием. Для площадей с преимущественно линейной корреляцией по профилям кластеры имеют вид эллиптических (в первом приближении) областей рассеяния точек с длинной осью близкой к линии регрессии годографов. Площадки, включающие разнородные литологические или морфотектонические участки могут давать кластеры весьма разнообразных и даже экзотических форм, требующих более детального анализа по меньшим площадкам и по более детальным базам цифровых данных с привлечением параметрических данных. Поэтому проведенный и проводимый

автором анализ по 1-минутной сетке точек следует рассматривать как предварительный и иллюстративный для объективных оценок информативности такого рода исследований с привлечением более детальных баз цифровых данных.

СЛЕДЫ ДРЕВНИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ВЫРАЖЕННЫЕ В РЕЛЬЕФЕ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОГО ПРИИССЫККУЛЬЯ, СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Корженков А.М.¹, Гладков А.С.², Деев Е.В.³, Лобова Е.Ю.³, Лужанский Д.В.⁴,
Мажейка Й.В.⁵, Абдиева С.В.⁴, Рогожин Е.А.¹, Родина С.Н.¹, Фортуна А.Б.⁴,
Чаримов Т.А.⁴, Юдахин А.С.⁴

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, korzhenkov@ifz.ru,

²Институт земной коры СО РАН, gladkov@crust.irk.ru,

³Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
deedev@ngs.ru,

⁴Кыргызско-Российский Славянский университет им. Б.Н. Ельцина,
lujanskiy_d@mail.ru,

⁵Литовский Центр природных исследований, mazeika@geo.lt

В 2013-2014 гг. нами были проведены полевые структурно-геоморфологические и палеосейсмологические исследования по южному борту Иссык-Кульской котловины. Среди множества интереснейших форм рельефа, обусловленных древними сильными землетрясениями нами, в частности, были выявлены: сейсмоуступ по подножию гор Тегерек, а также сейсмогенные конволюции в раннечетвертичной – «Тюпской» озерной террасе, к западу от села Тоссор.

Исследования сейсмоуступа по подножию гор Тегерек. Горы Тегерек являются адырным инверсионным поднятием, высоким предгорьем, входящим в систему Терской-Иссык-Кульской мегантиклинальной структуры. Своим формированием они обязаны продолжающемуся сокращению земной коры между Евроазиатской и Индийской литосферными плитами, что приводит к вовлечению в поднятие территорий, принадлежавших в свое время к Иссык-Кульской впадине и бывших областью осадконакопления. Сейсмоуступ по южному подножию гор Тегерек (рис. 1, 2) является отражением интенсивной сейсмической и тектонической активности по Южно-Тегерекскому разлому. Эти подвижки привели к образованию предгорной синклинали структуры – Каджи-Сазской впадины. Само название впадины – Каджи-Саз – «Болото Хаджи (паломника в Мекку)», говорит само за себя. В связи с интенсивными тектоническими подвижками по разлому имеет место заболачивание Каджи-Сазской впадины, что является явным свидетельством тектонического подпора.

Длина субширотного сейсмоуступа около 400 м. Его западное и восточное продолжения либо размыты, либо перекрыты современными аллювиально-пролювиальными конусами выноса. Высота уступа, замеренная нами несколько раз по всей его протяженности, составила 4,5 м. Однако, в одной современной промоине, пропиливающей сейсмоуступ в субмеридиональном направлении, нам удалось установить, что это суммарная вертикальная компонента, по меньшей мере, двух

сейсмических подвижек: более молодой – по подножию интегрального уступа и более древней, отстоящей от первой на несколько метров к северу (рис. 2).

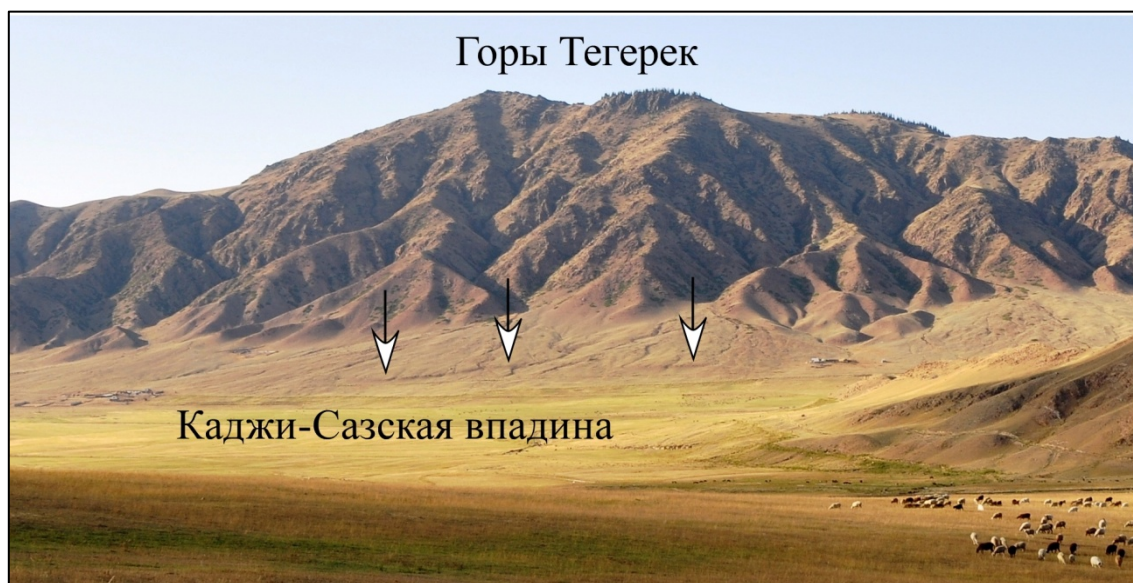


Рис. 1. Северный борт Каджи-Сазской внутригорной впадины. Сейсмоуступ в зоне Южно-Тегерекского разлома показан стрелками. Вид на юг.



Рис. 2. Две ступени на склоне сейсмоуступа. Участники экспедиции стоят у подножия обеих ступеней. Нижняя – молодая ступень имеет высоту 2,5 м; верхняя – более древняя ступень высотой в 2,0 м. Две ступени являются следствием, по меньшей мере, двух сейсмических событий.

Возраст событий может быть определен лишь косвенным – археологическим методом. В западной своей части сейсмоуступ перекрыт отложениями «молодого» конуса выноса. Минимальный возраст конуса может быть определен по возрасту захоронений на его поверхности. Это могилы сакского (VI-II века до н.э.), усуньского (II век до н.э. –

V век н.э.) и тюркского (V-VIII века н.э.) времени. Сей факт означает, что возраст уступов еще более древний – средне- или/и раннеголоценовый.

Нами была пройдена траншея через сейсмоуступ в крест его простираения. Ее длина составила 30 м, глубина 2-4 м. Глубина траншеи зависела от гранулометрического состава отложений, слагающих аллювиально-пролювиальный конус выноса. В случае глыб размером в 1 м и более, экскаватор не мог копать глубже. В траншее была задокументирована ее западная стенка, где был выявлен сложный комплекс дизъюнктивных деформаций и коллювиальных клиньев, относящихся к четырем сейсмическим событиям. К сожалению, из-за отсутствия достаточного количества материала для радиоуглеродного датирования нам не удалось точно определить их возраст.

Исследование озерного клифа к западу от села Тоссор. Нами был обследован озерный уступ – клиф туюпской (раннеголоценовой по А.К. Трофимову) террасы абсолютной высотой 1630 м над уровнем озера Иссык-Куль. Этот уступ протягивается в западном направлении от села Тоссор. Разрез отложений, слагающих террасу, может быть разделен по генезису на прибрежно-озерные, устьевые и аллювиальные. В этих отложениях нами были выявлены до 8 горизонтов сейсмогенных конволюций, зачастую даже не разделенных недеформированными прослоями (рис. 3). Этот факт свидетельствует о малых временных интервалах между сильными землетрясениями и близости источников сейсмических колебаний.



Рис. 3. Разрез верхней части раннеголоценовой озерной террасы к западу от села Тоссор. Даже в этой небольшой пачке отложений, мощностью в 4 м, видны 5 конволютных горизонтов, соответствующие тому же числу сильных землетрясений.

Проведенные палеосейсмологические исследования в Южном Прииссыккулье указывают на возникновение здесь очагов сильных землетрясений в историческое время и ранее – в голоцене и позднем плейстоцене.

Магнитуа этих землетрясений составляла $M \geq 7$, а сейсмическая интенсивность – не менее $I \geq IX$ баллов.

Источниками описанных землетрясений являлись местные адырные (предгорные) разломы – составляющие Предтерсейского краевого разлома.

Полученные материалы указывают на значительную недооценку сейсмической опасности Южного Прииссыккуля на последней «Карте сейсмического районирования Кыргызской Республики».

Работа выполнена при финансовой поддержке Международного научно-технического центра (грант КР-2011) и Российского фонда фундаментальных исследований (грант 13-05-91168-ГФЕН_а).

Благодарим В.А. Кольченко и П. Туртеллота за помощь в полевых исследованиях.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЭРОЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ ВИТЕБСКА

Красовская И.А. , Галкин А.Н. , Торбенко А.Б.

*Витебский государственный университет имени П.М. Машерова,
galkin-alexandr@yandex.ru*

Экзогенные геоморфологические процессы (ЭГП) – это сложная открытая многокомпонентная система, в которой проявление любого процесса обусловлено взаимодействием всех природных и техногенных факторов. Являясь одним из наиболее динамичных агентов преобразования земной поверхности, ЭГП существенно влияют на природную среду и хозяйственную деятельность человека. Их пространственное распространение, масштабы и интенсивность проявления, глубина воздействия и размеры последствий становятся с каждым годом все ощутимее, нередко нанося значительный материальный и моральный ущерб. Для снижения неблагоприятных эффектов современных экзогенных процессов необходимы их изучение и картографирование, а также проведение различных мероприятий с целью уменьшения интенсивности этих процессов.

В настоящее время на территории Витебска достаточно широко развиты разнообразные геоморфологические процессы и явления, возникшие, с одной стороны, по естественным причинам, а с другой – в результате активной хозяйственной деятельности. На участках проявления интенсивного техногенеза первые причины играют подчиненную роль, однако в местах, где воздействие человека на природную среду невелико, они главенствуют.

Среди комплекса природно-техногенных геоморфологических процессов своей масштабностью и интенсивностью обращают на себя внимание эрозионные процессы, главным образом, овражная эрозия. Наиболее активно они протекают в долинах Западной Двины, Лучосы, Витьбы, ручьев Дунай и Гапеевский. В настоящее время количество линейных эрозионных форм в городе составляет порядка 70, общая протяженность – более 17 км. Длина наиболее крупных оврагов достигает 1200 м, а глубина в приустьевой

части – 10-40 м. Овраги находятся в стадии молодости, имеют V-образный поперечный профиль с крутыми и обрывистыми бортами. Овражно-балочную сеть города можно отнести к средообразующей системе. В современной градопланировочной политике Витебска с позиций геоморфологии ощущается определенный дефицит идей по управлению и организации функционирования природно-техногенных дренажных элементов городского пространства.

Сотрудниками кафедры географии ВГУ им. П.М. Машерова с 2003 г. на территории Витебска ведутся мониторинговые исследования динамики рельефа и экзогенных рельефообразующих процессов. Надо заметить, что все работы проводятся на энтузиазме преподавателей и студентов кафедры.

Результаты выполненных работ свидетельствуют о том, что за период с 1998 г., когда в городе изыскательским предприятием «Витебскгипроводхоз» впервые было проведено комплексное изучение эрозионных форм, по 2014 г. состояние и развитие крупных оврагов существенно изменилось, причем в худшую сторону. Эти изменения выразились в засыпке отдельных участков долин и оврагов техногенными грунтами, увеличении размеров отвершков, накоплении аллювия, захламленности тальвегов стволами деревьев из-за активного проявления оползневых, суффозионных и других процессов и т.д.

Так, например, вблизи левого склона (в 15-20 м от бровки) долины ручья Гапеевский по Московскому проспекту (территория, прилегающая к ВГУ имени П.М. Машерова) были возведены три жилых 9-ти этажных дома. На этапе строительства этих домов отдельные участки левого склона долины были засыпаны техногенными грунтами, правый склон при этом не проявлял какой-либо активности. Однако через 2-3 года после ввода в эксплуатацию жилых строений правый склон долины стал активно углубляться в примыкающий к нему грунтовый массив, что, по всей вероятности, связано с увеличением на данном участке техногенной нагрузки на грунтовый массив. При этом следует отметить, что находившийся вблизи этого участка отвершек вырос с 28 до 36 м в длину и с 1,2 до 2,0 м в глубину.

Существенные морфологические и морфометрические изменения долины ручья Гапеевский наблюдались нами в районе СШ №11. Эти изменения выражены, как уже отмечалось, в засыпке отдельных участков долины ручья техногенными грунтами (участок вблизи д. 41 корп. 8 по ул. Правды), застройке гаражами, увеличении размеров овражных отвершков путем роста или их слияния (как, например, у д. 62/1 по Московскому проспекту), захламленности русла стволами деревьев, поваленных в результате активного проявления склоновых (оползни, оплывины) процессов.

Данный участок долины Гапеевского ручья примечателен еще и тем, что здесь ежегодно, главным образом весной, проявляют себя оползневые и суффозионные процессы. В наибольшей степени оползням подвержен участок долины вблизи пешеходного моста через ручей.

Из-за активности склоновых и суффозионных процессов на рассматриваемом участке в настоящее время сложилась весьма опасная ситуация для существования гаражей, расположенных у правого склона долины ручья. Здесь бровка склона уже вплотную подступила к гаражным постройкам.

Ряд изменений в развитии долины ручья Гапеевский, создающих напряженность в геоэкологической обстановке города, можно наблюдать и в квартале улиц 5-ая

Коллективная и Жесткова. Здесь, например, вблизи дома № 9 по ул. 5-й Коллективной в долине ручья существует овраг, по дну которого протекает постоянный водоток, формирующийся в результате выхода грунтовых вод и выпадающий в ручей. Этот овраг находится в стадии молодости и весьма интенсивно развивается. Вершина оврага вплотную подходит к автостоянке возле дома № 22 по ул. Жесткова. Вдоль правой стенки оврага проходит дорога, следом располагаются гаражи, находящиеся в 3-4 м. от бровки оврага. На левом склоне оврага сосредоточены строения частного сектора, некоторым из них угрожает опасность. Причиной интенсивной эрозии здесь, кроме разрушительной работы водного потока, является и сильная замусоренность русла ручья бытовыми отходами, из-за которых русло вынуждено меандрировать. Это нередко приводит к оползням и осыпям на стенках оврага.

В месте слияния двух ручьев, образовался ряд осередков, сложенных песчаными наносами. Они выполняют определенную роль – уменьшают скорость водного потока, благодаря чему уменьшается интенсивность боковой эрозии, которая здесь преобладает.

Следуя дальше вниз по течению ручья Гапеевский, было замечено, что бровка правого склона долины ручья вплотную подошла к ограде детского сада №81 (дом №37) по ул. Правды. Здесь на склоне выделяется несколько террасированных площадок, деформированных оплывинами и мелкими оползнями.

Заметные изменения в морфологии долины ручья можно наблюдать и вблизи 9-ти этажный жилого дома № 35 по ул. Правды. На правом склоне долины перед домом была произведена отсыпка грунта, сформировавшая площадку размерами 60×40 м. Стоит заметить, что за два года эта площадка буквально была изрезана многочисленными промоинами, которые неизбежно приведут к быстрому размыву и обрушению созданного техногенного массива.

В месте пересечения ручья Гапеевский с проезжей частью улицы Правды, его русло канализировано. В этой части состояние склонов долины ручья стабильно – скорость развития овражных форм здесь значительно ниже, на склонах наблюдаются небольшие оплывины. Причиной этой стабильности может служить большая закустаренность склонов, оказывающая укрепляющее действие на них, а также слабая степень техногенного воздействия. Следы антропогенных вмешательств были замечены нами на улице Шрадера (небольшие засыпки размером 10×15 м) и вдоль забора предприятия «Галант» по ул. Правды (во время проведения исследований здесь производились работы по выполаживанию склонов). В опасной близости от бровки склона долины ручья находятся дом №10 по ул. Шрадера (около 12 м от бровки, у самого края располагается прилегающая к нему автостоянка, на которой наблюдаются следы растрескивания и оползание асфальта в долину) и дом №14 по этой же улице (около 10 м от бровки). Вдоль левого склона долины сооружено железобетонное ограждение высотой около 2-х м, предохраняющее стоящие вблизи дома от возможных разрушений.

На участке долины ручья, расположенном за проезжей частью ул. Правды со стороны предприятия «Витебскэнерго», наибольшие изменения произошли на правом ее склоне. Бровка склона долины сместилась примерно на 7-8 м вглубь территории и вплотную приблизилась к бордюру тротуара в переулке из-за интенсивного роста многочисленных отвершков. В 90 м от проезжей части окончательно оформился новый отвершек, не выделявшийся ранее при исследованиях в конце 1990-х и начале 2000-х годов. Его длина составила порядка 30 м при ширине около 12 м. Кроме того, на

рассматриваемом склоне нами были отмечены два оползня. Судя по строению, возникли они в 2008-2009 гг. и в настоящее время находятся в весьма нестабильном состоянии. Тела оползней изрыты эрозионными промоинами, достигающими в нижней своей части 5-6 м в ширину и 1,5 м в глубину. Основной причиной возникновения данных оползней, как показали наши исследования, является сброс в овраг поверхностных вод.

Для долины ручья Дунай также характерен активный рост, но с меньшей интенсивностью, чем для долины Гапеевского ручья, по причине того, что здесь не проводятся работы по застройке окружающей территории и в целом степень антропогенного воздействия намного ниже. Кроме того, учитывая, что долина ручья Дунай расположена в центральной части города, негативные последствия всех происходящих в ней процессов оперативно ликвидируются. Так, например, во время наших полевых наблюдений в 2011 г. вблизи стадиона Витебского государственного медуниверситета, нами было отмечено, что бровка склона долины вплотную подходит к ограде, склон там очень крутой и существует риск обрушения ограды. Однако вскоре, довольно за короткое время с целью предотвращения негативных последствий коммунальными службами города было выполнено укрепление склона древесными насаждениями. Тем не менее, ежегодно в долине ручья Дунай протекают различные геоморфологические процессы: эрозионные, склоновые, суффозионные и др.

Большое влияние на формирование средней части долины рассматриваемого ручья оказала прокладка через него канализационного коллектора в 2009 г. В результате проводимых работ на склонах долины возникло несколько крупных обвалов, а канализирование русла ручья на этом участке спровоцировало оползни.

Следует отметить, что активное проявление в долинах исследуемых ручьев различных процессов и явлений, особенно эрозионных и склоновых, является одним из факторов ухудшения качества воды в реках Витьба и Западная Двина как по содержанию взвешенных веществ, так и по концентрации органических соединений и тяжелых металлов – основных загрязнителей почв.

В заключение следует отметить, что на современном этапе развития Витебска существует необходимость организации на административном уровне мониторинга овражно-балочных систем, что обусловлено не только их значимостью в градостроительной деятельности, но и отсутствием в городе вообще каких-либо наблюдений за развитием различных рельефообразующих процессов, в том числе формирующих овражно-балочные системы.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ ЭКЗОГЕННЫХ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ И ПРОГНОЗ НЕБЛАГОПРИЯТНЫХ И ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ РЯЗАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Кривцов В.А., Водорезов А.В., Воробьев А.Ю.

Рязанский государственный университет имени С.А. Есенина

В пределах основных региональных морфологических комплексов (РМК), сформировавшихся на территории Рязанской области в течение плейстоцена, экзогенные рельефообразующие процессы проявлялись по-разному, различными были их сочетание и

направленность [1, 2, 3]. Все это нашло свое отражение в морфологической структуре РМК – взаимном расположении и пространственно-временной организации, связанных между собой в процессе их саморазвития морфоэлементов и генетически однородных поверхностей, образующих региональные морфологические комплексы.

Наши исследования показывают, что сформировавшиеся к настоящему времени РМК существенным образом различаются и по особенностям распространения и проявления современных экзогенных рельефообразующих процессов и, в том числе, неблагоприятных и опасных явлений (НОЯ). К числу последних на изученной территории относятся: плоскостной и мелкоструйчатый смыв на распахиваемых придолинных пологонаклонных участках междуречий, овражная эрозия и оползневые процессы на склонах долин и балок, карст (табл.1).

Таблица 1. **Современные экзогенные рельефообразующие процессы, в т.ч. НОЯ и их направленность**

Рельефообразующие процессы, в т.ч. НОЯ		Основные РМК (и их площадь, км ²)		
		Среднерус- ский, 7966	Окско- Донской, 21824	Мещер- ский, 9738
Денудация % площади РМК	<i>Плоскостной и мелкоструйчатый смыв на придолинных пологонаклонных участках междуречий</i>	65,98	25,91	9,85
	<i>Овражная эрозия</i>	0,08	0,07	0,02
	Процессы массового смещения материала по склонам	2,5	0,84	0,24
	<i>Оползневые процессы на склонах долин и балок</i>	0,8	0,56	0,16
	<i>Суффозия</i>	< 0,01	0,11	0,01
	<i>Карст</i>	<0,01	< 0,01	< 0,01
	Преимущественно вертикальная миграция вещества в растворе на плоских участках междуречий и надпойменных террас	27,3	62,5	59,0
Аккумуляция, % площади РМК	Накопление аллювиально-делювиальных отложений в днищах балок	0,4	0,2	<0,01
	Накопление аллювия в поймах рек	2,9	9,0	22,2
	Биогенная аккумуляция в поймах рек и на надпойменных террасах	< 0,02	0,7	8,3
Эоловая денудация и аккумуляция (перевевание песков), % всей площади		нет	<0,1	0,2

Выполненные нами исследования показывают, что для основных региональных морфологических комплексов характерны различия не только в особенностях проявления, масштабах и направленности современных природных экзогенных рельефообразующих процессов, но и антропогенного морфогенеза [1,2].

На современном этапе развития поверхности (условно последние 200 лет) на территории Рязанской области антропогенный морфогенез проявлялся в ходе гидротехнического, гидромелиоративного, дорожного, промышленного и гражданского строительства, добычи минерального сырья, земледелия, рекультивации нарушенных земель, складирования твердых бытовых и промышленных отходов. При этом на различных по площади участках меняется динамика природных рельефообразующих процессов, проявляются инспирированные процессы, в т.ч. относящиеся к числу НОЯ. В

частности, на изученной территории это плоскостной и мелкоструйчатый смыв и овражная эрозия, активно развивающиеся на распахиваемых пологонаклонных придолинных участках междуречий.

По нашим оценкам, плоскостной и мелкоструйчатый смыв на придолинных пологонаклонных участках междуречий на разных участках составляет от 0,1 до 0,4 мм/год [2]. Наиболее активно соответствующие процессы развиваются в пределах Среднерусского РМК (таб.1). То же касается и овражной эрозии (табл.1), хотя общее количество оврагов протяженностью более 100 м здесь всего 841, а в границах Окско-Донского РМК, значительно превосходящего Среднерусский по площади, – 2149 [2].

Следствием гидромелиоративных работ в пределах Мещерского РМК явилось понижение уровня грунтовых вод на значительной части болотных массивов, что, в свою очередь, привело к осушению торфяников на глубину до 1,5-2,0 м и череде торфяных пожаров, охвативших в 1972 и 2010 годах до половины всей их площади.

В пределах области на склонах речных долин, сочленяющихся непосредственно с поймами рек, местами подмываемыми реками активно развиваются оползневые процессы. Оползневые участки с оползнями разных типов (крупноблоковыми, мелкоблоковыми, оплывинами, осовами) в совокупности занимают до 40% общей протяженности склонов. В частности, на рязанском отрезке долины Оки протяженностью 319 км выделяется 14 оползневых участков общей протяженностью 139 км: по правобережью – 98,5 км (в т.ч. на уступах террас – 26 км), по левобережью – 40,5 км (в т.ч. на уступе третьей надпойменной террасы у пос. Солотча – 2,5 км). Протяженность оползневых участков от 1,5 км (между селами Рубцово и Льгово) до 25 км (между селами Вакино и Новоселки) и 26 км вблизи пос. Елатьма.

Фронтальные оползни блокового типа длиной в сотни метров и объемом 5-10 тыс. м³ и более, как правило, приурочены к тем участкам коренных бортов долины и уступов надпойменных террас, где вскрывается первый от поверхности региональный водоупор (в Рязанской области это юрские глины) и происходит разгрузка грунтовых вод. Это участки между населенными пунктами Вакино и Новоселки (25 км), Дядьково и Новоселки (2 км), Никитино и Фатьяновка (8,5 км), Исады – Городище (13,5 км), у пос. Елатьма (26 км).

Последняя по времени активизация оползневых процессов в 1998-2006 гг. была связана с увеличением годовой суммы осадков в регионе на 60-100 мм, что повлекло за собой повсеместный подъем уровня грунтовых вод и усиленную их разгрузку на склонах долин. В этот период сошли крупные оползни у сел Фатьяновка и Троица, вследствие чего прекратили свое существование известные с 1948 года наиболее полные разрезы четвертичных отложений в долине Оки. На юго-восточной окраине с. Исады, там, где река подступает к коренному борту долины, оползневые процессы приобрели катастрофический характер. В мае 2006 г здесь образовался крупный фронтальный оползень протяженностью до 400 м и шириной от 2 до 25 м. Амплитуда вертикального смещения оползневого блока на разных участках составила от 2 до 8 м. Поверхность самого блока при этом осталась субгоризонтальной и лишь в своей краевой части была осложнена многочисленными трещинами протяженностью до нескольких метров при ширине до 0,3 м и глубине до 1,5 м. Максимальная глубина захвата оползня превысила 10 м. Оползень поставил под угрозу существование церкви Воскресения Христова,

построенной во второй половине XVII века, от алтарной части которой стенку срыва отделяет всего десятиметровая полоса плато.

Предшествующий этап развития крупных блоковых оползней относится к концу первой трети XX века, когда в регионе также отмечалось существенное увеличение количества осадков. В это время наиболее крупные оползни формировались на участке между селами Вакино и Новоселки, в т.ч. в окрестностях с. Константиново, на территории, которую занимает Государственный музей – заповедник С.А. Есенина.

Можно предположить, что очередной этап активизации оползневых процессов также будет связан с ростом количества осадков, и формирование крупных оползней вновь будет происходить на перечисленных выше участках разгрузки грунтовых вод.

Карстовые процессы, с которыми связано формирование воронок разного размера, а также провалов над карстовыми полостями, активно развиваются на площадях с близповерхностным (до 5 м) залеганием известняков, в т.ч. на Ковров-Касимовском плато, в северо-западной части Окско-Цнинского плато, в бассейнах рек Кочуровки и Паники, впадающих в Дон. В долине р. Паники на значительном по протяженности участке отсутствует поверхностный сток.

Характерным проявлением суффозионных процессов является формирование западин, число которых только в пределах Окско-Донского РМК, по нашим подсчетам, достигает 5000 штук [5]. Наличие подобных образований осложняет работу земледельцев.

Литература

1. *Водорезов А.В., Кривцов В.А.* Антропогенная трансформация рельефа на территории Рязанской области и ее роль в формировании современных ландшафтов. – Рязань: Изд-во Рязанского государственного университета, 2005. 219с.
2. *Кривцов В.А., Водорезов А.В.* Особенности строения и формирования рельефа на территории Рязанской области: Монография; Ряз. гос. ун-т имени С.А. Есенина. Рязань, 2006. 276с.
3. *Кривцов В.А. и др.* Природный потенциал ландшафтов Рязанской области: Монография / В.А. Кривцов, С.А. Тобратов, А.В. Водорезов, М.М. Комаров, О.С. Железнова, Е.А. Соловьева; под. ред. В.А. Кривцова, С.А. Тобратова: Ряз. гос. ун-т имени С.А. Есенина. Рязань, 2011. 768 с.
4. *Кривцов В.А., Воробьев А.Ю.* Особенности пространственной организации и формирования локальных морфологических комплексов в пределах поймы реки Оки на ее рязанском участке // Вестник Рязанского государственного университета имени С.А. Есенина. 2014. №1/42. С.141-154.
5. *Кривцов В.А., Водорезов А.В.* Современные экзогенные рельефообразующие процессы на территории Рязанской области и их направленность // Вестник Рязанского государственного университета имени С. А. Есенина. 2014. №2/43. С.141-154.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРРИТОРИИ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ФЕДЕРАЛЬНОГО ОКРУГА РОССИИ

Кулаков А.П.

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, nevsky@tig.dvo.ru

В лаборатории геоморфологии Тихоокеанского института географии ДВО РАН в последние годы проведено сопоставление материалов морфоструктурных и палеосейсмогеологических исследований, которые на Дальнем Востоке России выполняются с середины прошлого столетия. Это позволило с новых позиций оценить сейсмическую ситуацию в регионе и выявить ряд неизвестных ранее данных, имеющих важное значение для оценки и прогноза сейсмичности территории материковой части ДВФО России.

Результаты исследований сводятся, в основном, к следующему:

1. Выявлена серия сейсмоактивных мегаморфоструктур различного строения и возраста, что существенно дополняет представления о современной сейсмической обстановке на Востоке Евразии.

2. Установлен новый тип сейсмоактивных мегаморфоструктур, представленный отрицательными кольцевыми морфоструктурами (впадинами). На Дальнем Востоке России – это впадины окраинных морей Восточной Азии (Берингова, Охотского, Японского и др.) и континентальные геопреции восточной окраины материка (Ханкайская, Средне-Амурская, Саньцзян и др.). Размеры их весьма значительны: от 300-500 км в диаметре для континентальных и до 1,0-1,5 тыс. км для морских геопреципций.

Все эти мегаморфоструктуры были заложены в мезозое (в юрское-меловое время) и испытывают унаследованное тектоническое погружение в наши дни [4,17].

Сейсмическая активность упомянутых мегаморфоструктур убедительно подтверждается следующими фактами: 1 – наличием множества палеосейсмодислокаций в их пределах, выявленных различными исследователями [1, 3, 6, 9, 11 и др.]; 2 – землетрясениями, происходившими в прошлом столетии (так, в Ханкайской геопреции землетрясения интенсивностью 6,0-6,5 баллов были отмечены в 1962 и 1967 гг. [2 и др.]; 3 – землетрясениями в наши дни (так, 24 мая 2014 года в последних известиях было сообщение о сильном землетрясении, произошедшем во впадине Охотского моря, примерно в 550 км западнее п-ова Камчатка).

К той же категории сейсмоактивных мегаморфоструктур следует, очевидно, отнести и гигантскую Арктическую геопрецию, образующую бассейн Северного Ледовитого океана. Она была заложена еще в позднем палеозое (перми) [12, 13] и испытывала тектоническое погружение в мезозое и кайнозое, которое унаследованно продолжается и в настоящее время. Сейсмическая активность Арктической геопреции подтверждается многочисленными сейсмодислокациями, выявленными на материковых берегах северного побережья Евразии [3, 18 и др.]

Упомянутые отрицательные сейсмоактивные мегаморфоструктуры (мега впадины) на Востоке Евразии широко распространены, имеют значительный геологический возраст (с позднего палеозоя и мезозоя – доныне) и сохраняют сейсмическую активность и в наши дни. Возможно, что заложение и развитие этих мегаморфоструктур было обусловлено глобальным процессом расширения нашей планеты [21 и др.], который принимается

сейчас большинством геологов мира и получил всеобщее признание в качестве новой концепции развития Земли на последнем международном геологическом Конгрессе (г. Брисбен, Австралия, 2012 г.).

Для анализа землетрясений в кольцевых мегаморфоструктурах-впадинах, применяемая обычно сейсмологами модель LDF не может быть использована, поскольку здесь действует иной механизм разрядки напряжений в земной коре, чем в линейно-разломных геологических структурах, как, например, в известной зоне Тан-Лу [20] и многих других районах мира.

Анализ палеосейсмодислокаций в Ханкайской геодепрессии и имеющиеся литературные данные [1, 3, 10, 11 и др.] позволяют предполагать, что землетрясения в пределах мегаморфоструктур-впадин обусловлены, по-видимому, их продолжающимся в настоящее время тектоническим погружением. Это погружение происходит, по-видимому, неравномерно в пространстве и времени, поэтому в определенные моменты геологической истории блоки земной коры под днищами мега геодепрессий испытывают быстрое погружение (обрушение), что вызывает землетрясения на всей территории впадин, с образованием многочисленных сейсмодислокаций на поверхности земли (сбросообвалы, оползни, сейсмогенные рвы, впадины и другие формы).

На Дальнем Востоке России сейсмоактивные мегаморфоструктуры-впадины распространены весьма широко и, как правило, не отражены на существующих картах ОСР (Общего сейсмического районирования). Проведенные исследования позволяют наметить новые сейсмоопасные районы в пределах материковой части территории ДВФО России, в дополнение к таким хорошо известным сейсмическим районам, как Камчатка, Чукотка и зона БАМ.

Это, во-первых, район Ханкайской геодепрессии и прилегающих к ней геодепрессий аналогичного строения (Среднеамурская, Саньцзян и др.).

Во-вторых, это материковые побережья Японского, Охотского и Берингова морей, а также материковое побережье Ледовитого океана. Вырисовывается, таким образом, потенциально сейсмоопасная зона по восточной и северной окраинам континента, в пределах которой находится ряд прибрежных городов (Владивосток, Находка, Большой Камень, Магадан, Охотск, Фокино) и множество населенных пунктов Дальнего Востока России. Следовательно, подтверждаются представления А.В. Олейникова [10, 11], который установил, что город Владивосток находится в зоне возможных 8-ми балльных землетрясений, а отсутствие сильных землетрясений за 150 лет существования города не является гарантией того, что их не будет в последующие годы, тем более что глубокофокусные и слабые близповерхностные землетрясения фиксируются здесь [2 и др.] довольно часто.

Поэтому региональная и федеральная власти должны обратить особое внимание на сейсмическую опасность для территории материковой части дальневосточного региона России и в ближайшие годы реализовать известные мероприятия, предусмотренные для защиты населения и экономики районов от возможных сильных землетрясений.

Литература

1. *Алексеев М.Д., Онухов Ф.С., Уфимцев Г.Ф.* Сбросообвалы на северо-западном побережье Охотского моря // Геология и геофизика. 1975. № 8. с. 87-95.
2. *Андродов В.А.* Зоны землетрясений. М.: Мысль, 2000. 461 с.

3. *Важенин Б.П.* Принципы, методы и результаты палеосейсмогеологических исследований на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. 205 с.
4. *Васильев Б.И.* Основы региональной геологии Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1992. Ч. I. 176 с. Ч. II. 241 с.
5. *Золотов М.Г.* Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приамурья // Тектоника Востока советской Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 3-33.
6. *Кулаков А.П.* Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М.: Наука, 1980. 176 с.
7. *Кулаков А.П.* Морфоструктура Востока Азии. М.: Наука, 1986. 158 с.
8. *Кулаков А.П., Мясников Е.А., Тащи С.М., Цю Шаньвень, Ван Сыкуй, Лю Юньлян, Сун Чанчунь.* Трансрегиональный линеймент Амур–Сунгари–Хуанхе: морфоструктура, эволюция, геодинамика // Тихоокеан. геология. 2001. № 4. С. 47-60.
9. *Кулаков А.П., Худяков Г.И.* Сейсмоактивные морфоструктуры Востока Евразии. //Геоморфология, 2013, №1, с. 27-34.
10. *Олейников А.В., Олейников Н.А.* Геологические признаки сейсмичности и палеосейсмогеология Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2001. 184 с.
11. *Олейников А.В., Олейников Н.А.* Палеосейсмогеология и сейсмическая опасность Приморского края // Вестник ДВО РАН. 2006. № 3. С.76-84.
12. *Погребницкий Ю.Е.* Геодинамическая система Северного Арктического океана и ее структурная эволюция // Сов. Геол. № 12. 1976. С. 3-22.
13. *Погребницкий Ю.Е.* Северный Ледовитый океан // Тектоника континентов и океанов (Объяснительная записка к тектонической карте Мира). М.: Наука, 1988 с.
14. *Солоненко В.П.* Сейсмогеологические условия зоны строительства БАМ. Иркутск: СО АН СССР, 1981. 48 с.
15. *Уфимцев Г.Ф.* Морфотектоника Евразии. Иркутск: Изд-во ИрГУ, 2002, 495 с.
16. *Флоренсов Н.А.* Некоторые геоморфологические критерии палеосейсмогеологии // Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. С. 202-226.
17. *Худяков Г.И.* Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 255 с.
18. *Шведов С.Д.* неотектоника и палеосейсмодислокации Мунугуджакской впадины (Омолонский массив). //Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Билибинские чтения. ДВО РАН, Магадан, 2001, т. 3, с. 45-47
19. Юг Дальнего Востока (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). М.: Наука, 1972, 427 с.
20. *Xu J. (Ed.).* The Tancheng-Lujiang Wrench Fault System. John Wiley & Sons. 1993. 275 p.
21. Why expanding Earth? Scalera G. and Jacob K.H. (Eds.). Roma, 2003. 465 p.

НАПРЯЖЕННОСТЬ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ГОРНЫХ СИСТЕМ ПРИТИХООКЕАНЫ

Лебедева Е.В.

Институт географии РАН, ekaterina.lebedeva@gmail.com

Изучение опасных и катастрофических процессов рельефообразования ведется давно, и термины «опасность» и «риск» широко применимы в исследованиях геоморфологов. Однако в последние годы начинают появляться и новые термины, такие как «восприимчивость» (или «чувствительность») к каким-либо опасным процессам [9], что позволяет более точно определять территории, потенциально подверженные тем или иным геоморфологическим катастрофам.

Окраинно-континентальные горные системы – переходные зоны между континентом и океаном – обладают значительной контрастностью рельефа, мозаичным строением дневной поверхности и земной коры, а также характеризуются интенсивным проявлением широкого комплекса современных эндогенных процессов – вулканизма, сейсмичности, вертикальных движений. Климатические особенности переходных зон связаны с активным взаимодействием океанических и континентальных воздушных масс. Все это обуславливает разнообразие процессов рельефообразования в пределах этих территорий, их высокие скорости и нередко катастрофический характер развития.

Исследования в северо-западном и юго-восточном секторах окраинно-континентальных горных систем Притихоокеанья [2, 5] показали, что сами по себе фоновые процессы подобных территорий часто не столь опасны по отдельности, но их взаимодействие (наложение) и интенсивность провоцирующих внешних факторов (сейсмичности, вулканизма) повышают риск масштабных катастрофических явлений. Нередко последние представляют собой цепочку (последовательность) и/или совокупность как гравитационных, так и флювиальных экстремальных процессов. Поэтому предлагается рассматривать весь комплекс потенциальноопасных процессов и выделять территории, где подобная активизация происходит или может происходить наиболее часто. Геоморфологические обстановки, предрасположенные к катастрофическому развитию процессов рельефообразования, предлагается называть *зонами повышенной геоморфологической напряженности* [6, 7, 8]. Для таких территорий типично: 1) развитие одного или нескольких рельефообразующих процессов, которые могут приобретать катастрофический характер, 2) периодическое воздействие внешних факторов, провоцирующих экстремальное развитие фоновых процессов, 3) преобладание рельефа, который способствует такому развитию (например, глубоко расчлененного) и характеризуется высокими скоростями процессов рельефообразования.

Г.С. Ананьев [1] связывал понятие напряженности геоморфологических процессов с балансом литодинамических потоков территорий и предлагал рассчитывать величину напряженности в качестве отношения максимально возможного и среднего объемов перемещаемого ими материала. Не отрицая актуальность подобных расчетов для участков, по которым есть данные многолетних стационарных наблюдений, мы предлагаем для территорий, где такие данные отсутствуют, проводить анализ параметров рельефа и процессов рельефообразования с учетом экзогенных и эндогенных факторов, провоцирующих катастрофическое развитие геоморфологических процессов.

Разработана методика составления мелкомасштабных карт напряженности геоморфологических обстановок [6] с учетом как специфики самой территории (глубины расчленения ее рельефа и спектра доминирующих геоморфологических процессов), так и интенсивности потенциального воздействия ведущих эндогенных (сейсмичность) и экзогенных (общее количество осадков) факторов (табл. 1). Анализ закономерностей площадного распределения перечисленных параметров и факторов, вызывающих катастрофическую активизацию процессов, позволяет выделять обстановки геоморфологической напряженности.

Проведен рекогносцировочный анализ распределения геоморфологической напряженности в окраинно-континентальных горных системах северо-западного и юго-восточного секторов Тихоокеанья. При участии С.В. Шварева и В.И. Готванского [7, 8] составлены мелкомасштабные карты напряженности (1:8 000 000) на территорию ДВ России (СЗ сектор) и Перуанские Анды (ЮВ сектор Тихоокеанья), а также м-ба 1:2 500 000 на ключевые участки дальневосточного региона – Камчатку, Сахалин и Западное Приохотье.

Таблица 1. Возможности учета геоморфологических параметров территории и провоцирующих природных факторов при оценке напряженности геоморфологических обстановок в рамках мелко- и среднемасштабного картографирования

Показатель/фактор	Масштаб карт	
	1:2500 000-1:8 000 000	1:500 000-1:1 000 000
Особенности рельефообразования	Эколого-геоморфологическая опасность, баллы	Спектр доминирующих процессов
		Спектр катастрофических процессов
Характер рельефа	Глубина расчленения, м	Глубина расчленения
		Густота расчленения
Сейсмическая опасность территории	Интенсивность сотрясений, баллы	Очаги землетрясений с магнитудой >7
		Активные разломы и зоны их пересечения
		Активные современные вертикальные и горизонтальные движения
Осадки	Годовое количество, мм/год	Неравномерность выпадения
		Интенсивность выпадения
Вулканизм	-	Активные вулканы
Характер субстрата	-	Прочность пород (прочные, слабосвязанные, карстующиеся)
		Наличие мерзлоты

В зависимости от имевшегося на территорию фактического материала было опробовано 2 варианта методики. Для Дальнего Востока России за базовую основу были взяты составленные в ИГ РАН карты современной динамики рельефа [3] и степени эколого-геоморфологической опасности современных рельефообразующих процессов [4]. Необходимо отметить, что данные карты лишь в самых общих чертах позволяли выделить зоны повышенной опасности современных процессов, и на них практически вся территория Дальнего Востока была отнесена к зоне высокого риска. Это связано с тем, что они составлены на основании анализа распределения преимущественно экзогенных геоморфологических процессов. Учет эндогенной составляющей, климатических особенностей и характера рельефа позволил провести более детальный анализ территории. Процесс составления карты напряженности для Перуанских Анд был более

многоэтапным [8] в связи с отсутствием некоторых базовых карт, которыми мы располагали для России.

Проведенная оценка позволила выделить региональные зоны повышенной геоморфологической напряженности, в пределах которых потенциал развития катастрофических процессов наиболее высок. Для Дальнего Востока России было установлено возрастание природно-обусловленной геоморфологической напряженности с запада на восток: максимальная напряженность в континентальной части (Западное Приохотье) колеблется в пределах 7-10 условных баллов, Сахалина – в 10-12, Восточной Камчатки – уже 13-15, а Курил – до 16 условных баллов.

Зоной максимального риска развития катастрофических процессов в Перуанских Андах является их западный мегасклон в интервале от 9 до 13°30' ю.ш., где природно-обусловленная напряженность геоморфологических обстановок оценена в 15-16 условных баллов. Важно отметить, что именно к этой территории в действительности приурочены наиболее масштабные катастрофы региона. На остальных участках западного мегасклона напряженность колеблется в пределах 12-14 баллов, на восточном склоне – составляет преимущественно 10-12, а на Альтиплано – 6-9 баллов.

При этом отмечено, что в силу мелкомасштабности карт ряд показателей, очевидно влияющих на активизацию катастрофических процессов территорий, – например, вулканизм, интенсивность выпадения осадков, характер литологии, наличие зон активных разломов и др. на этом этапе исследования учесть не представлялось возможным. Для дальнейшего изучения геоморфологической напряженности территорий и проведения прогнозных оценок риска развития катастрофических процессов актуальным является более крупномасштабный анализ выделенных зон максимальной напряженности. На эти потенциально наиболее опасные участки предлагается строить карты м-ба 1:500000–1:1000000 с учетом перечисленных выше дополнительных факторов (табл. 1). В итоге для ключевых участков выделенных ранее региональных зон повышенной напряженности будут составлены среднемасштабные карты фоновой напряженности и потенциальных кризисных ситуаций. В свою очередь, это позволит выделить наиболее опасные участки в пределах и этих зон, с которыми в дальнейшем можно будет продолжать работы в еще более крупном масштабе (1:100000).

Такой подход вполне оправдан для выбранного региона в виду значительной протяженности ОКГС Притихоокеанья. В перспективе он позволит решать не только прикладные, но и фундаментальные задачи – оценить напряженность геоморфологических обстановок и установить закономерности распределения в окраинно-континентальных горных системах Притихоокеанья участков повышенной напряженности, где риск развития катастрофических процессов наиболее высок.

Литература

1. *Ананьев Г.С.* Катастрофические процессы рельефообразования. М.: Изд-во МГУ, 1998. 100с.
2. *Готванский В.И., Лебедева Е.В.* Влияние природных и антропогенных факторов на напряженность геоморфологических процессов на Дальнем Востоке// Геоморфология. 2010. №2. С. 26-36
3. Карта современной геодинамики рельефа Северной Евразии с краткой объяснительной запиской. М-б 1:5 000 000. М.: ИГ РАН, 2003.

4. Карта степени эколого-геоморфологической опасности современных рельефообразующих процессов. М-б 1:8 000 000. М.: ИГ РАН, 2006.
5. Лебедева Е.В. Природные и техногенные предпосылки напряженности геоморфологических процессов Анд/ Геоморфология. 2013. № 4. С.48-61.
6. Лебедева Е.В. Принципы составления карты напряженности геоморфологических процессов окраинно-континентальных горных систем Дальнего Востока. Геоморфология и картография: мат-лы XXXIII пленума Геом.комис. РАН. Саратов: Изд-во Сарат. ГУ, 2013. С. 507-511.
7. Лебедева Е.В., Шварев С.В., Готванский В.И. Природно-обусловленная напряженность геоморфологических процессов территории Дальнего Востока России/ Геоморфология. 2014. № 4. С. 48-59.
8. Лебедева Е.В., Михалёв Д.В., Шварев С.В. Геоморфологическая напряженность центрального сектора горной системы Анд / Геоморфология. 2015. № 2. В печати.
9. Corominas J. Guidelines for landslide susceptibility hazard and use planning/ Engineering Geology. 2008. DOI: 10.1016/j.enggeo. 2008.03.022

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ СТРОИТЕЛЬСТВА ПЭС В ТУГУРСКОМ ЗАЛИВЕ

Леонова Т.Д.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, leon@poi.dvo.ru

Комплексные исследования, проводимые в Тугурском заливе, позволили выявить особенности и провести анализ ведущих рельефообразующих процессов, который является основой для решения фундаментальных, прикладных задач, а также для разработки сценариев возможного развития рельефа берегов и шельфа.

Береговая линия Тугурского залива пересекает структурный комплекс морских терригенных и терригенно-кремнистых пород Тугурской рифтогенной впадины Амуро-Охотской палеозойско-мезозойской складчатой системы. Впадина осложнена Торомским прогибом, выполненным триасовыми и юрскими морскими терригенными породами и Хингано-Охотским ранне-поздне меловым вулканическим поясом [1].

При исследовании абразионных берегов в связи со структурными особенностями коренных горных пород Ю.С. Липкиным в 1976 году была выявлена корреляция между трещиноватостью и различно ориентированными участками берегов, т.е. установлена прямая связь между ориентировками трещин и направлениями береговой линии.

Проведенный анализ роз-диаграмм трещиноватости горных пород западного побережья Тугурского полуострова позволил выявить, что на долю юго-восточных и юго-западных азимутов простирания приходится около 90% всех замеров при северо-восточной и северо-западной ориентации абразионных уступов бухт. Субширотные направления занимают подчиненное значение. Возможно, что разрывные нарушения во многом определили положение и очертание береговой линии [2].

Близость сибирского центра холода обуславливает суровые климатические условия рассматриваемого района, которые мало отличаются от климата полярных морей.

Температурный режим вод Тугурского залива суровее, чем в самой северной части Охотского моря. Зимой подо льдом температура морской воды 2° , а в августе поверхностные воды в вершине залива прогреваются от 5° до 10° . Деятельность льда является важным агентом поступления осадочного материала. По подсчетам Е.И. Арчикова и П.Ф. Бровко [3] за счет льда в Тугурский залив поступает 185 т/км осадков в год, что соизмеримо с твердым расходом реки Тугур, которая является основным источником терригенного материала – около 200 тыс. т/год.

Приливы в Тугурском заливе неправильные полусуточные. В течение лунных суток (около 24 час. 50 мин.) наблюдаются два полных и два малых стояния воды, т.е. уровень повышается или понижается на несколько метров в течение 6 часов. Амплитуды колебания уровня моря в Тугурском заливе достигают 7,3 м в сизигии, а в квадратуру – 1,8 м. Приливное течение имеет южное и юго-западное направление, отливное – северное и северо-восточное. Скорость приливного течения в северной части залива достигает 7 км/час, а в южной уменьшается до 2 км/час.

Природные условия – высота прилива 7,4 м в суженной части залива, сложенные прочными кристаллическими породами берега, защищенность грядой Шантарских островов от тяжелых охотоморских льдов и волнения – позволяют рассматривать в Тугурском заливе (м. Мамга – м. Берсенева) (рис.1) возможность расположения створа приливной электрической станции (ПЭС) [4].

Выбор стратегии природопользования в исследуемом районе должен быть «щадящим», максимально учитывающим существующие природные риски и определяемые ими экологические ограничения. Технические системы (приливные электрические станции) осложняют экологическую обстановку, что, как правило, приводит к необратимым изменениям природной среды.

При предложенном варианте проекта ПЭС отсекается обширная часть акватории залива (6800 км^2). Это должно привести к значительной трансформации местного приливного режима. Наиболее заметным следствием сооружения дамбы в приливном створе залива следует считать резкое падение скоростей течений (с 2,4 м/с до 15-20 см/с). Строительство приливной электростанции также может сдерживаться сложными ледовыми условиями, так как требует знаний предельных ледовых нагрузок на это сооружение [5].

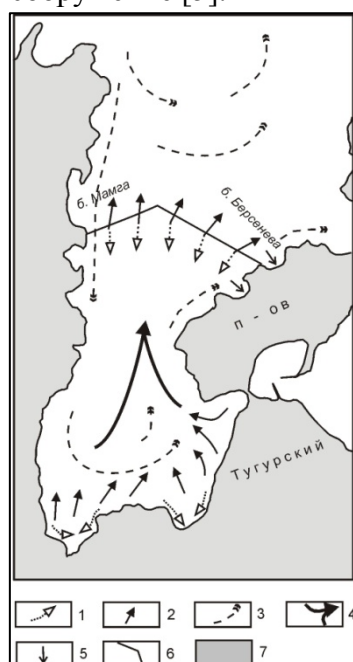


Рис. 1. Направление течений: 1 – приливных; 2 – отливных; 3 – стоковых; 4 – перемещение взвешенных наносов во время отлива; 5 – поперечное перемещение наносов; 6 – створ предполагаемой приливной электрической станции; 7 – суша.

В теории геоморфологии получила развитие концепция критических состояний или «геоморфологических пороговых значений». Суть критического состояния заключается в равновесии двух противоположных тенденций в развитии рельефа или рельефообразующих процессов. Часто причиной возникновения критических состояний служит вмешательство человека. Переходы через «пороговые значения» усложняют структуру геоморфологической системы и могут обуславливать появление новых структур [6].

Песчаного материала вдоль описываемых берегов переносится большое количество. Он покрывает практически всю поверхность осушки и слагает пологие внешние подводные валы. По поверхности осушки песок может почти беспрепятственно перемещаться с высокими скоростями, т.е. он может формировать единый поток наносов. Илистый материал, поступающий в береговую зону, переносится течениями во взвешенном состоянии. Сильные приливно-отливные течения обеспечивают быстрый перенос вынесенного реками и образовавшегося в результате разрушения берегов обломочного материала. Для Тугурского залива характерен вдольбереговой перенос. Обратный путь обломочного материала проходит не у берега, а вдоль осевой части залива (со смещением к востоку) (рис.1).

Схема перемещения наносов характеризует естественный режим подвижного равновесия, установившийся в данном районе. Основу подвижного равновесия составляет относительно постоянное количество непрерывно обновляющегося обломочного материала, находящегося в прибрежной зоне во взвеси и на дне. Почти все, что поступает в береговую зону от разрушения, в конечном итоге выносится из Тугурского залива на север, задерживается лишь в устьях немногих рек.

Данная схема является обобщенной и отражает лишь конечный результат. При современном гидродинамическом режиме на дне Тугурского залива не происходит прогрессивного накопления илистых наносов в прибрежной зоне. С постройкой плотины динамическое равновесие будет нарушено. Плотина отсечет активную часть Тугурского залива, и в его вершине создадутся условия, характерные для закрытых акваторий, что приведет к ее заиливанию. В результате изменится общая направленность рельефообразующих процессов: преобладающая в настоящее время денудация с последующим выносом осадочного материала, возможно, сменится аккумуляцией, что приведет к выравниванию дна отсеченной части залива. Вероятно расширение зоны осушки, а в дальнейшем вся вершина залива может быть занята маршами.

Таким образом, может возникнуть несоответствие гидрологических характеристик геоморфологическим, что может вызвать состояние дисбаланса, привести к разрушению уже установившейся структуры геоморфосистемы Тугурского залива и возникновению динамически неустойчивой – «переходной» – ГМС.

Литература

1. Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна / Варнавский В.Г., Жаров А.Э., Кириллова Г.Л., Кровушкина О.А., Кропп Э.Я., Куделькин В.В., Троян В.Б., Чуйко Л.С. Владивосток: ДВО РАН, 2002. 148 с.
2. Лепешко В.В., Леонова Т.Д. О тектонических тенденциях в строении рельефа Западного Приохотья // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Том I. Москва, 2003. С. 340-343 (б).
3. Арчиков Е.И., Бровко П.Ф. Климатические факторы формирования рельефа береговой зоны Западного Приохотья и Северного Сахалина // Климатическая геоморфология Дальнего Востока: сб. науч. тр. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 50-56.
4. Приливные электростанции /Л.Б. Бернштейн, В.А. Силаков, С.Л. Гельфер и др. М.: Энергоатомиздат, 1987. 286 с.

5. Якунин Л.П., Ткаченко А.С. Ледовые условия плотины ПЭС в Тугурском заливе // Географические исследования шельфа Дальневосточных морей: сб. науч. тр. Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та. 1993. С. 99-104.

6. Геоэкология шельфа и берегов морей России / Под ред. Н.А. Айбулатова. М.: Ноосфера, 2001. 428.

ГЕОСФЕРЫ ЗЕМЛИ И ЕЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ПРОСТРАНСТВО

Лузгин Б.Н.

Алтайский государственный университет, г. Барнаул, luzgin@geo.asu.ru

Земля, как планетарное образование, чрезвычайно сложна для изучения, учитывая соотношение ее общих параметров (со средним радиусом 6371 км) и самых верхних слоев, доступных для непосредственного предметного изучения (0,2% от объема планеты). Стратификация Земли – это гипотетические логические построения, зависимые в основном от косвенных по своей природе схем распознавания химико-физических образов, реальная сущность которых варьирует от придерживаемых взглядов исследователей на концептуальные основы сегодняшнего состояния познания мира.

С этих позиций крайне привлекательно провести сравнительный обзор представлений о строении наиболее доступных для изучения самых верхних оболочек структуры Земли, что положено в основу таких фундаментальных наук о Земле, как геобиология, геология и география.

В **геобиологии** – науке биологического цикла – изучение распространения биологических форм жизни привело к существенным стратиграфическим выводам. Современная биосфера, как сфера жизни, занимает нижний этаж тропосферы и верхние этажи литосферы вплоть до глубин, по нынешним представлениям достигающих почти десятка километров. Кроме того, В.И. Вернадским [3] была определена область былых биосфер, отвечающих всей многокилометровой осадочной оболочке всего земного шара. В самой приповерхностной стратифицированной части нынешней континентальной биосферы обособляются слои почв (педосфера), зоны минерального питания [1] и бактериального нафтидогенеза.

В гидросферных позициях океанов и природных водоемов выделяются (сверху вниз) аэробные, переходные (S) и анаэробные слои [9] планктонных и nektonных зон, характеризующиеся преимущественно фотосинтезными обстановками жизнеобеспечения, и хемогенным биообразованием в глубоководных условиях океанических впадин.

В сфере интересов **геологических наук** о Земле обычно включают факторы строения земной коры и собственно литосферы – понятий, некогда бывших синонимическими, которые приобрели позднее принципиально отличные свойства. Причем эти термины, характеризующие самые верхние внутренние слои Земли четко не отделены ни от нижней оболочки атмосферы – тропосферы, особенно по геохимической природе их контактовых взаимосвязей и зависимостей, ни от подстилающей земную кору мантии Земли, учитывая коренное отличие этого понятия внешней оболочки планеты от собственно литосферы. Последняя включает в себя также самый верхний тонкий слой твердой мантии, перекрывающий неустойчивую астеносферу. Которой отвечает почти

мистическое состояние земного вещества пониженной вязкости, низких сейсмических скоростей (между слоями высоких), низких сопротивлений, своего рода сейсмического волновода. Земная кора географически неоднородна и по структуре дифференцирована по качественным и реологическим показателям на континентальный (материковый) и океанический типы. Гранито-гнейсовый слой отделяется от базитового крупным геофизическим «разделом Конрада», а земная кора в целом от мантии еще более глобальным «разделом Мохоровичича».

Важным фактором различия двух указанных типов земной коры является также резко отличная их мощность – 4-8 км у океанических блоков и до 60-80 км у континентальных, при наличии горных форм рельефа их поверхности.

На взгляд автора, представляется логичным океаническую гидросферу Земли отождествлять с флюидосферой [2], как единую общность гидрогеологических систем (с артезианскими и трещинными формами их проявления на континентах).

С позиций глобальной тектоники Земли ее литосферные плиты служат опорными фрагментами горизонтальных перемещений (сферических по планетарной позиции), включая «дрейф» континентов, при плейт-тектонической динамике; тогда как для центральных внутренних масс Земли специфичны радиально-лучистые напряжения и перемещения, отвечающие «плюм-тектоническим» продвижениям глубинных магматических расплавов.

С точки зрения *физической географии*, собственно географическая сфера (оболочка) Земли – это «комплексная оболочка земного шара, состоящая из земной коры, нижних частей атмосферы (тропосферы и части стратосферы), гидросферы, растительного и почвенного покровов и животного мира» [6]. Выделяется четыре типа ее в качестве геосфер: материковой, океанической, переходной и срединно-океанической позиции. Вертикальная мощность географической оболочки обычно оценивается в десятки километров.

В качестве обособленных по латерали морфологических структур в географической оболочке выделяются геотектуры – крупнейшие формы рельефа Земли, отражающие важнейшие различия в строении земной коры, возникшие в результате проявления главным образом геофизических планетарных процессов, во взаимодействии с другими (геологическими и географическими). Геотектуры подразделяются, в свою очередь, на формы меньших размеров – морфоструктуры и морфоскульптуры. Все эти морфологические подразделения соответствуют сочетанным комбинациям форм земной поверхности, отличающихся между собой масштабами проявления и отражения в рельефе Земли. Это морфотектуры как структуры I-го, морфоструктуры – II-го и морфоскульптуры – как неоднородности III-го порядка [5]. Кроме того, здесь важно соотношение в их формировании деятельности эндогенных и экзогенных сил. Для морфоструктур характерно господство внутренней динамики земных недр, для морфоскульптур – преобладающее влияние внешних факторов рельефообразования.

Близкое понятие – географическая среда иногда рассматривается как внешняя планетарная геосистема (эпигенома), или как верхняя часть географической оболочки, но с включением в ее состав литосферных слоев вплоть до астеносферы. Часто географическая сфера параллелизуется с *ландшафтной сферой*. По определению, ландшафт (landscape) – это совокупность форм рельефа, особенно созданных определенными геологическими процессами, рассматриваемыми как целое (например –

ледниковый ландшафт) [8]. Ландшафтная оболочка – целостная и непрерывная оболочка Земли, где ее составные части (земная кора, тропосфера, стратосфера, гидросфера и биосфера) проникают друг в друга [4]. Ландшафтная сфера – слой географической оболочки, где наиболее активно взаимодействуют все активные геосферы. Ее вертикальные размеры определяются «толщиной» ландшафтов. Иногда ландшафтная оболочка фигурирует как тонкий слой взаимодействия компонентов ландшафта на поверхность суши. Это зона прямого контакта лито-, атмо- и геосферы (представленных корой выветривания, почвой, живым веществом, приземными слоями воздуха). Очевидно, что рассмотрение ландшафтной сферы до сих пор достаточно неопределенно.

С современных позиций неотектоники выделяются так называемые новейшие тектонические структуры («морфоструктуры»). Считается, что современные тектонические движения полигенны, имеют различные периоды функционирования, различную этажность заложения и различную энергетическую обусловленность. Это позволяет выделять длиннопериодические движения, подразделяя их на исторические (продолжительностью в тысячелетия), молодые, или голоценовые (первые десятилетия), четвертичные (до двух миллионов лет). А также и неотектонические – позднекайнозойские (первые десятки до 35-40 миллионов лет) [7].

Основным объектом географической оболочки во внеконтинентальных условиях является океаносфера, подразделяемая на верхние слои, обогащенные карбонатной составляющей, и нижние – кремнистые, отделенные друг от друга зоной лизоклина (КГК – критической глубиной карбонатообразования).

Приведенные выше сведения показывают, что все охарактеризованные выше науки в своих стратиграфических исследованиях частично не скоординированы между собой, и это представляет их существенный недостаток, поскольку свидетельствует о слабой интеграции научных разработок, относящихся к единому, в общем, объекту изучения – планете Земля. Каждая из данного комплекса наук должна занимать свое собственное место в этой иерархии.

В частности, *геоморфология*, например, обычно позиционируется как нечто среднее между геологией и географией в изучении земной поверхности. В Англии она относится к геологическим наукам, в США и ряде других стран – к географическим. Часто она определяется как наука междисциплинарного типа – «геолого-географическая наука о формах земной поверхности (рельефе) и Земли в целом, их происхождении, внешнем облике, эволюции и закономерностях географического распространения» [4, т.1, с. 146]. Но, тем не менее, она обязана обладать надежными специфическими признаками самостоятельности. К сожалению, это зачастую недоучитывается, и геоморфология считается настолько тесно связанной с геологией, что предполагает обязательную передачу в рельеф глубинных (морфотектонических) структур, или, наоборот, – наследование воздействия довлеющих внешних экзогенных факторов, формирующих собственные специфические формы рельефа земной поверхности.

Вместе с тем, несомненно, общепризнано, что рельеф формируется совокупностью взаимодействия эндогенных и экзогенных сил. С учетом этого, представляется целесообразным выделить еще одного комплекса расслоения в составе приповерхностных слоев литосферы Земли – ее *геоморфологической оболочки*. Обоснования вполне очевидны: эндогенные силы утрачивают интенсивность своего влияния к поверхностному разделу Земли, в противодействиях с силами земной

гравитации и изостазии; экзогенное воздействие на литосферу, соответственно, затухает с глубиной. Следовательно, существует диапазон глубин земных недр, в пределах которого динамика процесса их взаимодействия приобретает характер относительно равновесной, и главное – обособленной системы. Ниже этого интервала протекают динамичные внутренние процессы, непосредственно не оказывающие заметного влияния на земной рельеф. Выше – преобладают экзогенные механизмы, воздействие которых на рельеф литосферы весьма опосредствовано и предельно ослаблено.

Литература

1. Бгатов В.И., Лизалек Н.А. и др. Основные направления изучения эколого-геологических систем // 300 лет горно-геологической службе России. Барнаул: Изд-во АлтГУ, 2000.
2. Вартаньян Г.С. Флюидосфера и эндодренажные системы Земли, как ведущие факторы геологической эволюции // Отечественная геология, 2000. № 6.
3. Вернадский В.И. Биосфера // Избр. соч., т. 5. М.: АН СССР, 1960.
4. Геологический словарь, тт. 1,2. М.: Недра, 1973.
5. Герасимов И.П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР // проблемы физической географии, т. 12. М.-Л., 1946.
6. Краткая географическая энциклопедия, тт. 1-5. М.: Сов. Энциклопедия, 1960-1964.
7. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: недра, 1988.
8. Толковый словарь английских геологических терминов. Glossary of geology. М.: Мир, 1978.
9. Шапоренко С.И. Анаэробный слой гидросферы: концепция выделения и закономерности существования // Известия РАН, сер. геогр., 2000. №4.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ВЕРХОВЬЯХ ДОЛИНЫ РЕКИ ИРКУТ НА СТЫКЕ ХРЕБТОВ МУНКУ-САРДЫК И ТУНКИНСКИЕ ГОЛЬЦЫ

Макаров С.А., Черкашина А.А.

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, makarov@irigs.irk.ru

Горный участок р. Иркут располагается в западной части Тункинского национального парка Республики Бурятия. На левобережье долины реки находится хр. Тункинские Гольцы, на правобережье – хр. Мунку-Сардык. В этом месте Иркут – типичная горная река с бурным течением и сплошными непреодолимыми большую часть лета порогами (рис. 1, А). В геоморфологическом отношении этот участок долины длиной несколько десятков километров малоизучен. Его исследование стало доступным более десяти лет назад, когда на правобережье р. Иркут были построены автомобильная грунтовая дорога с железобетонными мостами и высоковольтная трасса ЛЭП в Окинский район Республики Бурятия.

Геологические условия благоприятствуют развитию различных типов процессов. Район сложен, преимущественно, архей-протерозойскими породами, представленными

гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами. Во многих местах выходят мраморы, известняки и доломиты.

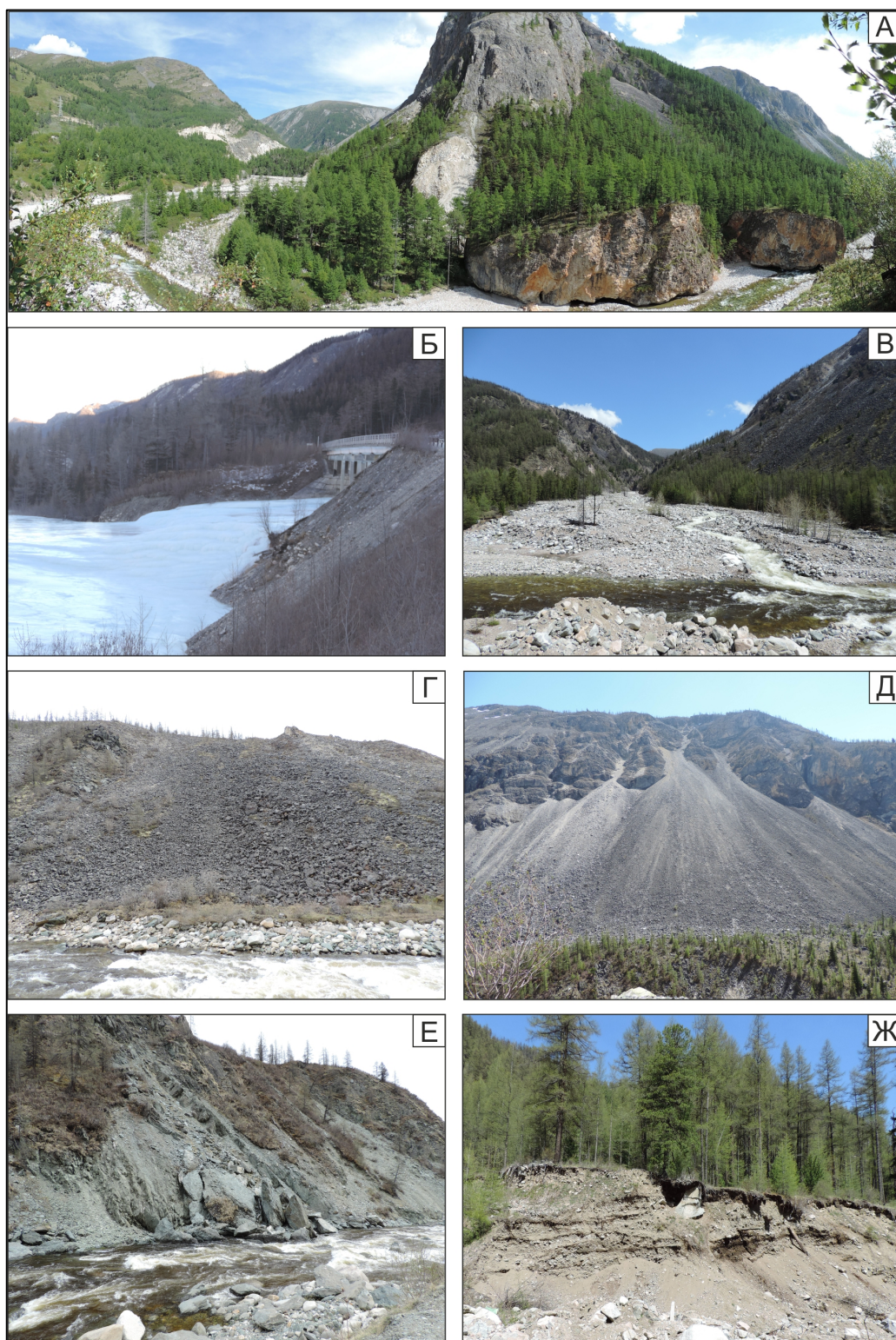


Рис. 1. Геоморфологические процессы в долине р. Иркут. А – долина р. Иркут, на уровне уреза воды в скальных породах береговые ниши (Точка 872 – $51^{\circ}47'46.9''$, $100^{\circ}42'34.1''$, WGS-84); Б – наледь в устьевой части р. Белый Иркут, фото 14 марта 2014 г. (Точка 603 – $51^{\circ}45'45.4''$, $100^{\circ}42'40.1''$); В – селевой конус выноса реки Ара-Саган-Шулута (Точка 646 – $51^{\circ}50'13.7''$, $100^{\circ}45'40.7''$); Г – курум (Точка 636 – $51^{\circ}53'00.4''$, $100^{\circ}45'10.5''$); Д – осыпи (Точка 650 – $51^{\circ}48'05.2''$, $100^{\circ}43'20.0''$); Е – оползень-обвал (Точка 631 – $51^{\circ}53'26.2''$, $100^{\circ}45'27.0''$); Ж – разрез селевого конуса выноса временного водотока (Точка 645 – $51^{\circ}50'24.3''$, $100^{\circ}45'39.7''$).

Экзогенные процессы активно развиваются в течение всего года. Одни сменяются на другие и их развитие весьма динамично.

В зимне-весеннее время по долине р. Иркут, ее временным и постоянным притокам формируются мощные наледи (рис. 1, Б). В начале лета происходит их активное разрушение. С ледников хр. Мунку-Сардык водные потоки выносят значительное количество взвешенных наносов, объем которых меняется в течение суток. Так в устье р. Белый Иркут в начале июня в утренние часы вода была светло-коричневого цвета, к обеду она начинала темнеть и расход воды в реке резко увеличивался. Вечером цвет воды менялся до темно-коричневого и по руслу тащило влекомые наносы. В этот период воды Иркуты на всем его протяжении от верховьев до устьевой части мутные.

В долине р. Иркут на уровне уреза воды в скальных породах развиты береговые ниши, формирование которых носит, вероятно, комплексный характер (рис.1, А). Они формируются последовательно сменяемыми русловыми и наледными процессами. В зоне береговых ниш активно протекает обвально-осыпной и оползневой процессы за счет потери прочности вследствие активного выветривания пород (рис. 1, Е).

На склонах долины особенно широко развит осыпной процесс. Многочисленные конуса сливаются друг с другом (рис. 1, Д). Вдоль берега реки дресвяно-щебенистые отложения осыпей наползают на наледи и вовлекаются в движение водным потоком. В гораздо меньшей степени развиты курумы (рис. 1, Г). Это, вероятно, связано со слабой устойчивостью глыбовых отложений к физическому выветриванию. В таежной и гольцовой зонах активно протекают сплывы в коре выветривания. Четко фиксируется зона зарождения, транзита и аккумуляции сплывших отложений на предгорном шлейфе. На отвесных стенках склонов наблюдаются карстовые пещеры.

Практически все постоянные и временные водотоки являются селеносными. Масштаб проявления селей зависит от длины водотока. Наиболее мощные из них проходят по долинам рек. Селевая масса в этом случае напрямую выбрасывается в русло р. Иркут (рис. 1, В). При строительстве автодороги валунно-галечный материал селевых конусов выноса использовался для отсыпки насыпей и дорожного покрытия. В обнажениях карьеров нами исследовались условия формирования рыхлых отложений. Было установлено, что селевая активность чередовалась с затишьем. Селевые отложения разделены погребенными почвами, представляющими собой слаборазвитые грубогумусовые и перегнойно-грубогумусовые горизонты, мощностью от 2 до 12 см, содержащие значительное количество слаборазложившихся растительных остатков и древесных углей. На основании изучения серии разрезов зафиксировано до 7 циклов селевой активизации в голоцене (рис. 1, Ж).

Верховья р. Иркут являются одним из основных источников постоянного поступления в русло реки влекомых и взвешенных наносов, объемы которых могут катастрофически возрасти во время природных катастроф, а именно во время выпадения интенсивных ливневых осадков и при землетрясениях. Проходящая здесь автодорога находится в зоне воздействия опасных геоморфологических процессов.

Вследствие легкой транспортной доступности верховьев р. Иркут этот район является уникальным объектом для изучения различных аспектов развития как современных, так и произошедших в недалеком геологическом прошлом геоморфологических процессов.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ СЛЕД ЦУНАМИ НА ОЗЕРЕ В БАССЕЙНЕ РЕКИ ТЕЧИ (ЧЕЛЯБИНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Макунина Г.С.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
gmakunina@yandex.ru*

Экзогенные рельефообразующие процессы оставляют на земной поверхности следы в виде эрозионных форм, карстовых полостей, оползней, осыпей и т.д. Известны также геоморфологические следы воздействий на побережья водных масс – прибоя и цунами. Последние больше известны как явления, вызванные сейсмическими процессами на морском и океаническом дне. Предположительно могут быть и озерные цунами той же природы, но описаний их геоморфологических следов на побережьях озер нами не встречено. В то же время, с точки зрения прогнозирования последствий возможных воздействий цунами на побережья озер, сведения об этом явлении могут представлять научный интерес при изучении регионов с широким распространением озер и с активной линияментной структурой, которая находит отражение как в ориентации озер, так и в изломанности их береговых линий. Подобное описание связи генезиса многочисленных озер с линияментной структурой территории на севере Западной Сибири приведено, например, А.Н. Ласточкиным [2].

В горных районах и в прилегающих к ним местностях озерные цунами можно ожидать как в связи с природной сейсмичностью, так и с техногенными геофизическими воздействиями на дизъюнктивно – блоковый фундамент района расположения озер. Полагаем, что озерные цунами возможны в тех местностях, в которых проводятся подземные ядерные взрывы для научных и практических целей, как, например, в картировочных и нефтяных скважинах. Однако специальные научные наблюдения за возможным техногенным возникновением озерных цунами, вызванных подземными ядерными взрывами, не проводятся. Можно оказаться только случайным свидетелем внезапного появления цунами на озере. Не исключено, однако, что такие явления известны жителям местных приозерных поселений, но для этого необходимо проведение специального опроса.

Ниже приводится описание цунами на озере Карагайкуль в Челябинской области, свидетелями которого мы оказались, а также анализ рельефа берега этого озера в той его части, которая подверглась воздействию цунами.

Мелководное озеро Карагайкуль (61° 20' с.ш., 55° 45' в.д.) одно из многочисленных пресных озер Зауральского пенеппла. К северо-востоку от него в этом же направлении протянулось пресное озеро Урикуль. К юго-востоку от озера Карагайкуль, также на близком расстоянии от него, находится озеро Каинкуль. Но основная группа озер сосредоточена на западе Зауральского пенеппла, в его подгорной части, где дизъюнктивно-блоковое строение его фундамента тесно сопряжено с тектонической структурой и режимом субмеридионально вытянутых горных гряд Урала, к которым прилегает пенеппл.

Зауральский пенеппл представляет собой лесостепную плоско – котловинную равнину. Эта территория известна геоморфологам как Озерный геоморфологический

район Восточноуральской провинции Новоземельско-Уральской страны [1]. Абсолютные высоты пенеппена на местности расположения озера Карагайкуль находятся в пределах 200-210 м. Относительные превышения большей частью составляют 3-10 м. Большинство озер Зауральского пенеппена неглубокие, пресные, с травянистыми, до уреза воды, или заболоченными берегами. В восточной части пенеппена, ближе к Западно-Сибирской равнине, нередки и соленые озера, связанные с суффозионными понижениями в морских отложениях. В долине реки Течи (система рек Иртыш-Обь), пересекающей Зауральский пенеппен с запада на восток, распространены влажные луга и болота.

Техногенные геофизические воздействия на систему линияментов фундамента Зауральского пенеппена оказывают в основном подземные ядерные взрывы. Они проводятся в расположенных на этой территории ядерных научно-производственных центрах. В их числе известные как в нашей стране, так и за рубежом производственное объединение «Маяк» и Российский федеральный ядерный центр имени Е.И. Забабахина в пос. Снежинск (до 1993 года Челябинск-70). Объекты ПО «Маяк» и в районе г. Кыштым известны в силу имевших в них место крупных аварий на ядерных установках. Мощный радиоактивный выброс на ПО «Маяк», произошедший в 1957 году, охватил большую территорию в пределах Челябинской, Свердловской и Курганской областей. Радиоактивное загрязнение поймы реки Течи было прослежено на расстоянии 75-ти километров. Эти ядерные центры функционируют и в настоящее время.

Озерное цунами наблюдалось нами на юго-восточном побережье озера Карагайкуль в августе 1969 года в период недельного рабочего базирования на этом побережье Уральского отряда Центральной геохимической экспедиции ИМГРЭ (Москва). Выбор места базирования определил песчаный пляж, который резко контрастировал с заросшим травянистым и местами заболоченным южным берегом озера. Плотный песчаный пляж шириной 10 метров ограничивала вытянутая вдоль него полоса ивняка шириной до 1,5 м. С обратной стороны ивняка, параллельно ему, тянулась песчаная ложбина шириной до 3-х метров и глубиной до 1,3 м. Её склон, прилегающий к ивняку, был пологим. Противоположный склон ложбины «упирался» в метровый абразионный уступ, над суглинистой стенкой которого провисали корни сосен. Происхождение этой водно-эрозионной ложбины вызывало вопросы до тех пор, пока в безветренный солнечный день на горизонте зеркальной глади озера мы не увидели круто вставшую высокую волну. Она быстро приблизилась к юго-восточному берегу озера и на пляже выплеснулась в ивняк. Будь волна повыше, непременно перехлестнула бы ивняк и обрушилась в находящуюся за ней ложбину, ударив в абразионный обрыв. Так возникла гипотеза происхождения этого участка песчаного пляжа и песчаной ложбины. Очевидно, явление цунами на этом озере не такая уж редкость, однако упоминания о нем в публикациях мы не нашли.

Подобный «пляжный рельеф» в этой части юго-восточного побережья озера с его плотным песчаным пляжем, песчаной ложбиной за ивняковой полосой и абразионным суглинистым обрывом на противоположной стороне ложбины сформировался среди типичного для этого озера травянистого, до уреза воды, побережья. Полагаем, что такой рельеф песчаного участка берега озера является индикатором повторения цунами. Это явление связано, по нашему мнению, с линеаментом, который пересекает дно озера в северо-восточном направлении. Об этом свидетельствует как вытянутое в этом же направлении соседнее озеро Урукуль, так и спрямленный и ориентированный на северо-

восток юго-западный берег озера Карагайкуль. Скорее всего, наблюдаемое нами цунами было вызвано воздействием на этот подводный линеамент подземного ядерного взрыва, проведенного на ОП «Маяк», который расположен восточнее озера Карагайкуль. Возможно рельеф берега на юго-восточном побережье озера Карагайкуль повторяется и в аналогичных секторах побережий на ряде других озер этого региона и тогда их изучение помогло бы удостовериться в высказанной нами гипотезе происхождения формирования берегового рельефа под воздействием озерного цунами.

Литература

1. Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей: Учеб. пособие для студентов географ. специальностей вузов / С.С. Воскресенский, О.К. Леонтьев, А.И. Спиридонов [и др.]. М.: Высш. школа, 1980. 343 с.
2. Ласточкин А.Н. Роль неотектоники в распределении и морфологии озер севера Западно-Сибирской равнины / А.Н. Ласточкин // Изв. АН СССР. Сер. Географическая. М.: Изд-во «Наука», 1969. № 5. С. 79-86.

РЕЛЬЕФ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Мишин С.В.

Северо-Восточный КНИИ ДВО РАН, г. Магадан, e-mail: mishin@neisri.ru

Сильнейшие землетрясения планеты происходят в пределах Тихоокеанского кольца. Эта зона характеризуется сложнейшим рельефом дневной поверхности – на западе выделяются глубоководные впадины до 10 км глубиной, на востоке – Кордильеры возвышаются на 10 км над океанским дном. Катастрофические землетрясения Японии приурочены к прибрежным зонам, окаймляющим могучее горное сооружение – Японские острова. Мы полагаем, что распространенные представления о разрядке упругой энергии неверны – мощность механизмов, действующих на принципе упругой отдачи невелика.

Природные объекты, возвышающиеся над окружающей дневной поверхностью, назовем горными сооружениями. Каждый такой объект обладает запасом потенциальной энергии в сравнении с прилегающими ландшафтами, каждое горное сооружение создает дополнительное давление на опорные поверхности, удерживающие массы в равновесии. Склоны гор определяют формирование градиентов давления, эти градиенты остаются существенными и в области глубинных структур, формирующих опорные горизонты горных сооружений. Сооружение сложено геологическими телами разного состава и разной формы, опирающимися на опорные площадки – другие тела. Архитектура этих объектов обыкновенно весьма совершенна – они существуют в течение тысячелетий. Однако горные сооружения все-таки меняются со временем – сопротивление опор в отдельных местах преодолевается, и массивные тела смещаются в новые равновесные состояния, приобретая и отдавая кинетическую энергию, равную произведению веса тела на разницу высот первоначального и конечного состояний. Эта кинетическая энергия формирует пакет сейсмического излучения, сопровождающего процесс перестройки горного сооружения. Энергия сейсмических процессов потребляется из запасов потенциальной энергии тяготения Земли. Сейсмические сигналы генерируются в процессе

торможения движущихся масс, а не в процессе разрушения среды. Горные сооружения легче вмещающих пород, т.к. их средняя плотность меньше плотности образцов пород за счет пустот и трещин, разделяющих геологические тела, формирующих сооружение.

В качестве наглядного примера горного сооружения рассмотрим о. Завьялова, располагающийся в Охотском море в 50 км от г. Магадана. Высшая точка острова достигает 1116 м над уровнем моря – давление под этой областью на уровне моря достигает 3000 т/м^2 . Значения высоты дневной поверхности над уровнем моря оцифрованы с шагом 1 км (рис. 1). На рис. 2 представлена оценка положения нижней поверхности горного сооружения: плотность пород сооружения принята $2,5$ и $2,7 \text{ т/м}^3$, а плотность подстилающего субстрата – 3 т/м^3 . Средняя плотность пород горного сооружения, по-видимому, меньше плотности образцов, измеряемых в г/см^3 за счет множества трещин и пустот, содержащихся в объемах геологических тел.

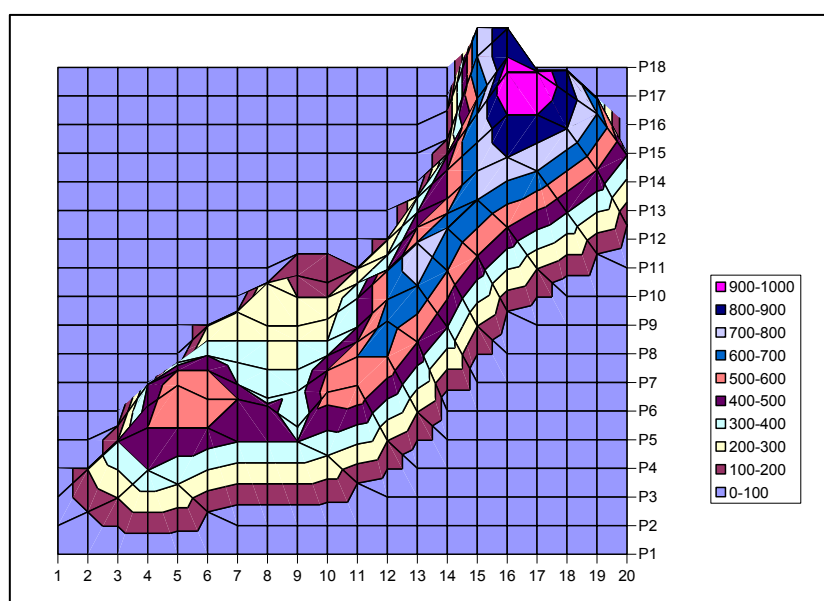


Рис.1. Пример горного сооружения – остров Завьялова.

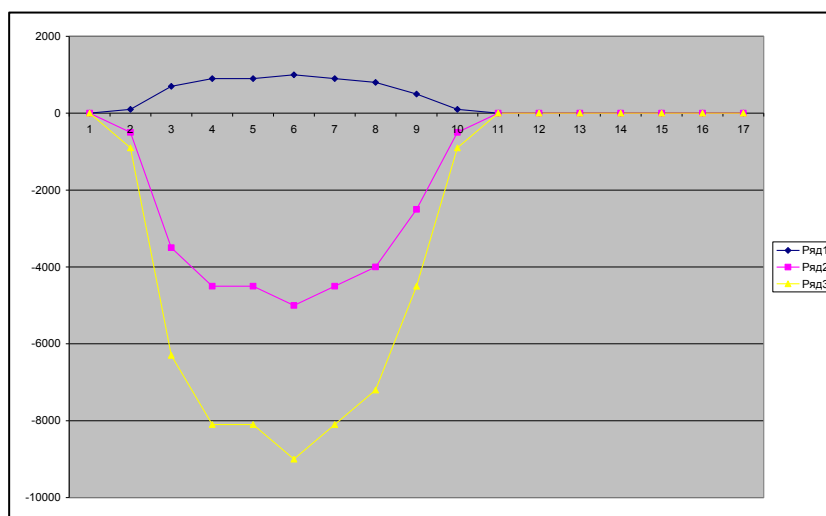


Рис.2. Изостатическая компенсация горного сооружения (разрез по вертикали 16).

Сооружение и каждый его элемент опираются на внешние элементы среды, так же как и строительная конструкция. Устойчивость конструкции определяется

существованием жесткого каркаса, который формируется множеством факторов – прочностью скальных пород, их раздробленностью или сланцеватостью, формами элементов, связанных в конструкцию, длительностью существования системы, ее влагонасыщенностью и пр. Характеристики скальных пород в инженерной геологии рассматриваются, как правило, вблизи дневной поверхности.

За 40 лет сейсмические станции зарегистрировали 23 землетрясения в районе острова Завьялова (на участке с координатами $58,8-59,5^\circ$ с.ш. и $150-151^\circ$ в.д.). Остров располагается вне зоны магаданской сети станций, поэтому в статистике возможны погрешности как в определении положений очагов, так и в интенсивности толчков. Энергетические классы К зарегистрированных землетрясений имеют значения от 7 до 11.

Как и на всей территории области, здесь землетрясения нередко происходят сериями – в 1977 г. отмечено 6 толчков энергетических классов от 7 до 10, в 1985 – 5 последовательных событий от $K=9.3$ до $K=10.8$, в 1991 – 4 землетрясения энергетических классов от 8 до 10. Глубина очагов оценивается первыми километрами – можно предположить, что гипоцентры землетрясений размещаются в теле горного сооружения. На территории Магаданской области множество горных сооружений, остров Завьялова рассматривается нами здесь как очевидная отдельность над ровной поверхностью моря.

На уровне моря под вершиной о. Завьялова давление достигает 3000 т/м^2 . Землетрясения, регистрируемые сетью, обычно происходят на глубинах 3-10 км. На этих глубинах давления, создаваемые весом толщи пород, имеют значения $10000-30000 \text{ т/м}^2$ (100-300 МПа). Заметим, что под возвышенностью острова давление окажется все-таки больше на 3000 т/м^2 (30 МПа), чем под поверхностью моря. В соответствии с теорией длительной прочности [1], долговечность существования опоры под горой окажется ниже, чем под морским дном (при условии одинаковых механических свойств пород вблизи поверхности и на глубине, что маловероятно). Вероятность разрушения опоры и смещения блока горных пород на глубине существует, и такую вероятность следует оценить. Если опора разрушится на глубине несколько километров, то в движение будут вовлечены и массы, располагающиеся ниже уровня моря, что должно увеличить энергию процесса.

Как и рукотворное строение, горное сооружение без ремонта будет разрушаться. Например, будет зарегистрировано землетрясение $M=4.5$ с глубиной очага 5 км. С нашей точки зрения [2, 3] это значит, что блок объемом 1 км^3 сместился вниз на 10 см. Допустим, это параллелепипед со стороной $L = 5 \text{ км}$. Потенциальная энергия тяготения генерирует кинетическую энергию, которая составит $E = mgh = P^2/2m$ (Здесь m – масса блока, E – энергия, P – механический импульс, g – ускорение свободного падения, h – высота падения). При торможении движения механический импульс P формирует пакет сейсмического излучения, который регистрируется сейсмическими приборами. Это сейсмическое излучение представлено продольными волнами (количество движения) и поперечными волнами (момент количества движения), соответствующими прямолинейному движению и поворотам блока. Удар – торможение блока – продолжается в процессе распространения продольной волны вдоль ударяющего тела. В нашем случае время удара можно оценить 1 с ($\Delta t = L/v_p \approx 1 \text{ с}$). Итак, в нашем примере масса сместившегося блока составит $m = 3 \times 10^{12} \text{ кг}$, энергия толчка – $E = 3 \times 10^{12} \text{ Дж}$, мощность

процесса – 3×10^9 Квт, что совершенно невероятно для механизма, действующего на упругой отдаче.

Импульс $P \approx 4 \times 10^{12}$ кгм/с. передается среде в области удара на опорной площадке, во время удара там действует ньютоновская сила $f = dP/dt \approx P/\Delta t \approx 4 \times 10^{12}$ Н. Приобретенный импульс распространяется из очага со скоростью сейсмических волн, плотность импульса уменьшается пропорционально квадрату расстояния. Волновой фронт действует на окружающую среду – создает давление при передаче импульса. Результатом такого давления могут явиться ослабления структуры среды в непосредственной близости от очага, что станет причиной последующих перемещений блоков – афтершоков нашего события.

Таким образом, мы полагаем, что процесс сейсмической активности сопровождает процесс трансформации рельефа горного сооружения – перемещений геологических тел, аналогичного процессу разрушения строительной конструкции. Наше определение сейсмических процессов:

1. Сейсмическое излучение представляет собой распространение в материальном пространстве механического импульса. В источнике излучения происходит переход потенциальной энергии (гравитационной, химической, электромагнитной, упругой) в кинетическую энергию движущихся масс. Массы приобретают импульс и передают его в пространстве по законам механики удара.

2. Сотрясения материальных систем представляют собой механическое движение связанных масс, которое определяется действием ньютоновских сил, связанных с изменением импульса, принесенного сейсмическим излучением.

3. Землетрясение – природный источник сейсмического излучения, связанный с перемещением крупного блока горных пород.

4. Сейсмическая активность участка территории сопровождает процессы преобразования рельефа территории, определяется наличием градиентов потенциальной энергии, числом и размерами блоков, удерживаемых в покое, прочностью контактовых зон.

Литература

1. Журков С.Н. Дилатонный механизм прочности твердых тел. // Физика прочности и пластичности. Л: Наука, 1986. С.5-11.
2. Мишин С.В. Сейсмические процессы и сохранение импульса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 115 с.
3. Мишин С.В. О физике сейсмических процессов. LAP Lambert Academic Publishing (<http://www.lap-publishing.com>), 2013 г. 196 с.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНОГО ПОДВОДНОГО ОПОЛЗНЯ НА ХРЕБТЕ ВЕСТНЕССА (КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА ЗАПАДНОГО ШПИЦБЕРГЕНА)

Мороз Е.А., Мазарович А.О.

Геологический институт РАН, morozzea@gmail.com

На территории подводных частей континентальных окраин западного сектора Арктики располагаются крупные оползневые тела [4,6], которые охватывают значительные площади морского дна (рис. 1). В настоящее время методами математического моделирования для Арктического региона [3,6] установлены масштабы катастрофических последствий схода гигантских оползней, приводящего к возникновению волн цунами.

В 27-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» проводились комплексные геолого-геофизические исследования акватории северной части Норвежко-Гренландского бассейна в районе хребта Вестнесса (переход от континентальной окраины западного Шпицбергена к зоне разломов Моллой) [2]. Интерпретация данных детальной многолучевой батиметрической съемки, высокочастотной сейсмоакустики и непрерывного сейсмического профилирования (НСП) позволила выявить широкое распространение крупных оползневых блоков на западном фланге хребта Вестнесса, на расстояние около 50 км от береговой линии архипелага Шпицберген.

Батиметрическая съемка производилась на многолучевом глубоководном эхолотном комплексе Reason Seabat 7150 с рабочей частотой 12 кГц. Для изучения строения верхней части осадочного разреза использовался непараметрический профилограф Edgetech 3300 с модулируемым сигналом от 2 до 6 КГц при длительности импульса 40 мс. НСП выполнялось на электроискровом излучателе СОНИК 4М типа «СПАРКЕР». Основная частота работы прибора 200 Гц, что обеспечивает проникновение акустического сигнала в осадки на 300-400 м при глубине более 1500 м.

Геодинамические особенности зоны сочленения спрединговых систем Северной Атлантики (хребет Книповича, трог Лена) и Арктики (хребет Гаккеля), включающие в себя крупные трансформные разломы Моллой и Шпицбергенский, определяют сложный характер разнонаправленных деформаций на западной периферии Шпицбергенского континентального блока. Данный район характеризуется повышенной сейсмичностью [1], большим количеством разрывных нарушений, в том числе, новейших, что при наличии мощного слабokonсолидированного осадочного чехла создает благоприятные условия для развития широкого спектра склоновых процессов.

Хребет Вестнесса представляет собой выдвинутый в океаническую часть крупный континентальный блок, который протягивается более чем на 100 км с юго-востока на северо-запад, где примыкает к впадине Моллой, глубина которой составляет 5600 м. Вершинные поверхности хребта располагаются на глубинах 1100-1200 м, а подножье на глубине порядка 2200 м. По данным НСП осадочные толщи, слагающие хребет, представлены акустически проницаемыми хорошо стратифицированными морскими отложениями с присутствием газонасыщенных горизонтов [5] в верхней части разреза.

Газогидратные образования отчетливо фиксируются на сейсмических разрезах в виде прерывистого псевдодонного рефлектора повышенной яркости, именуемого также

BSR (Bottom-Simulated Reflector), который обнаруживается на глубинах 400-500 м ниже поверхности дна. Транспорт флюидов в вышележащие слои по системе многочисленных разрывных нарушений приводит к разуплотнению осадочного чехла, а также к выбросу газовых составляющих в водную толщу [5].

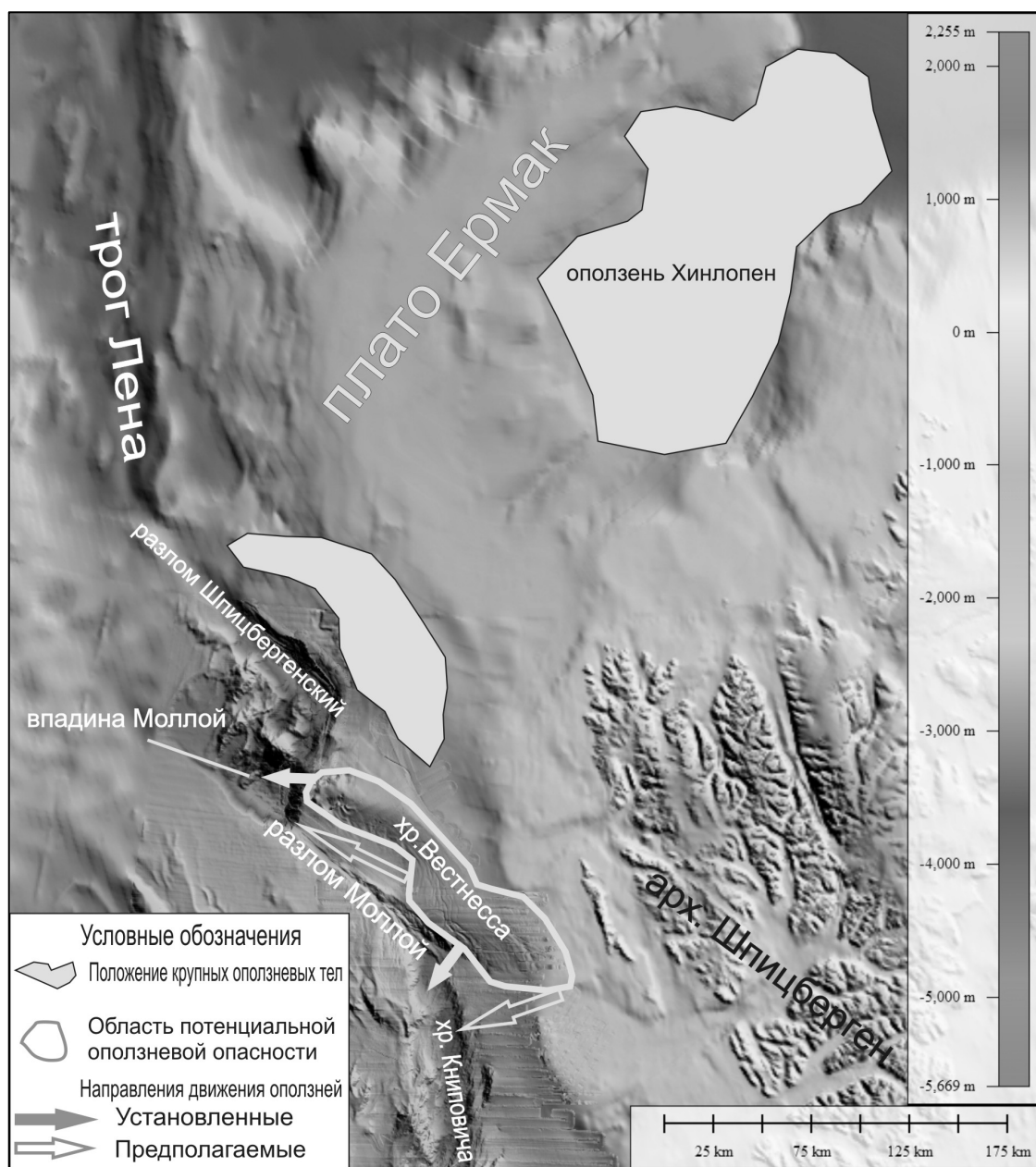


Рис. 1 Батиметрия района исследований (компиляция данных Gebco_30s и маршрутных промеров НИС «Академик Николай Страхов» выполненных в 2006-2010 гг.).

Дизъюнктивные нарушения сбросового и сбросо-сдвигового типа, рассекающие хребет Вестнеса, имеют С-СЗ ориентировку и контролируются структурами северной оконечности хребта Книповича. Разломы охватывают осадочный чехол на всю видимую мощность и характеризуются значениями амплитуд вертикальных смещений 30-100 м. В рельефе им соответствуют трещины отседания, которые формируют субпараллельные склону уступы протяженностью от 3 до 40 км при средней ширине 500 м, маркирующие крупную область обрушения юго-восточной части хребта Вестнеса и прилегающих частей Шпицбергенского шельфа.

На северо-западной оконечности хребта Вестнеса отмечаются крупные оползневые блоки голоценового возраста. Комплекс оползневых форм, включающий в себя структуры блокового смещения, оползневые конусы и напорные валы, опоясывающие нижние части склонов, занимает площадь более 500 км². Площадь крупных оползневых тел варьирует от 10 км² до 60 км². Установленные по батиметрическим данным основные направления движения оползней З-СЗ.

Таким образом, по установленным особенностям морфологии, геологического и тектонического строения территории, на хребте Вестнеса выделяется крупная область проявленной и потенциальной оползневой опасности занимающая площадь более 4000 км². Для данного района предполагается два основных сценария развития событий. В первом случае, обрушение осадочных масс северо-западной части хребта во впадину Моллой повлечет за собой стадийное обрушение большей части хребта, что приведет к существенным изменениям рельефа. Во втором случае, произойдет обвал юго-восточной части хребта Вестнеса в рифтовую долину хребта Книповича и обрушение части континентального шельфа Шпицбергена. При наличии большого перепада высот (2500-4000 м) в обоих случаях сход оползневых тел повлечет за собой возникновение волн цунами, представляющих собой реальную опасность для акваторий и прибрежных территорий Шпицбергена и Гренландии.

Экспедиционные работы проводились при финансировании Норвежского Нефтяного Директората. Работа написана при финансовой поддержке ПП-23 «Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология» проект № 4 «Геологические опасности на ложе и шельфе Мирового океана: природа и возможности прогноза в интересах хозяйственной деятельности Российской Федерации».

Литература

1. *Аветисов Г.П.* Сейсмоактивные зоны Арктики, С-Пб.: ВНИИОкеангеология. 1996. 185 с.
2. *Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю., Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., Кохан А.В., Мороз Е.А., Пейве А.А., Чамов Н.П., Ямпольский К.П.* Строение зоны перехода континент-океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов», 2006-2009 гг.) // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Том.4. М.: Paulsen. 2010. С.111-157
3. *Berndt, C., Brune, S., Nisbet, E., Zschau, J., Sobolev, S. V.* (2009): Tsunami modeling of a submarine landslide in the Fram Strait. - *Geochemistry Geophysics Geosystems (G3)*, 10.
4. *Freire, F; Gyllencreutz, R; Jafri, R; Jakobsson, M.* Acoustic evidence of a submarine slide in the deepest part of the Arctic, the Molloy Hole // *GEO-MARINE LETTERS*. 2014. 34 (4): 315-325
5. *Smith A.J, Mienert J, Büinz S, Greinert J.* Thermogenic methane injection via bubble transport into the upper Arctic Ocean from the hydrate-charged Vestnesa Ridge, Svalbard // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2014. 15(5): 1945-1959 p.
6. *Vanneste, H., Harbitz, C.B., De Blasio, F.V., Glimsdal, S., Winkelmann, D., Mienert, J. and Elverhøi, A.* (2008) The Hinlopen-Yermak Landslide, Arctic Ocean - Geomorphology, Landslide Dynamics and Tsunami Simulations [Mass-Transport Deposits in

Deepwater Settings SEPM Special Publication No. 95, Copyright © 2010 SEPM (Society for Sedimentary Geology), ISBN 978-1-56576-287-9.

АНТРОПОГЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ ФЛЮВИАЛЬНОГО РЕЛЬЕФА НА ТЕРРИТОРИИ МОСКВЫ (НА ПРИМЕРЕ ЮВАО)

Мухаметшин А.Р.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
chaant1994.bk@mail.ru*

Город представляет собой сложную антропогенно-геоморфологическую систему, в пределах которой взаимоотношения природы и человека наиболее напряжены, нагрузка на естественную среду, особенно в мегаполисах, крайне высока. Темпы роста Москвы, как в плане, так и в высоту и глубину, увеличиваются в геометрической прогрессии. Активно развивается жилой сектор, коммуникационные и транспортные системы.

История развития Москвы, как и любого города, неразрывно связана с накоплением техногенных грунтов. Культурный слой старой Москвы, к примеру, накапливается уже более восьми веков. Фоновая мощность отложений, как правило, находится в прямой зависимости от продолжительности освоения территории. Однако в процессе градостроительства изменение рельефа все же носит разноплановый характер. Это и нивелировка отрицательных, и создание антропогенных положительных форм рельефа; как инициированное и ускоренное (повышение отметок поймы вплоть до уровня I НПТ), так и постепенное увеличение абсолютных отметок ввиду накопления культурного слоя в результате жизнедеятельности города [2].

Активное преобразование первичного рельефа, полное нарушение естественного хода процессов рельефообразования способно привести к увеличению опасности для различных объектов среды обитания большого количества людей, находящихся в зоне наивысшей степени трансформации. Зоны наибольшего риска в нашей столице относятся, в первую очередь, к засыпанным и преобразованным долинам и участкам долин малых рек, балок и ложбин. Опасность застройки территорий засыпанных долин заключается в относительно пониженной устойчивости техногенных грунтов. Пестрые по составу, несортированные и неуплотненные, они могут провоцировать суффозионные и компенсационные провалы проезжей части, проседания земной поверхности и деформации зданий, сооружений и коммуникаций. Таким образом, мы приходим к тому, что для оценки опасностей и расчетов рисков в рамках городской среды, помимо всего прочего, крайне важно отталкиваться от показателя степени трансформации рельефа.

Также, по-нашему мнению, градостроителям при проектировании новых инженерных сооружений в рамках эффективного освоения подземного пространства, помимо учета стандартного набора характеристик района, необходимо понимание специфики протекания геоморфологических процессов в уже существующих искусственных полостях подземного пространства. Все эти обстоятельства и обуславливают **актуальность** данного исследования.

Объектом нашего исследования является рельеф Юго-Восточного административного округа (ЮВАО) – одного из 12 административных округов города

Москвы. Он включает в себя 12 районов и занимает 11% всей территории столицы – это 117,56 км². С восточной стороны его границы выходят за пределы МКАД (район Выхино-Жулебино – единственный московский район, оказавшийся рассеченным пополам Московской кольцевой автомобильной дорогой, район Некрасовка).

Граница района исследования, в пределах города Москва, во многом опирается на административную границу Юго-Восточного административного округа с рядом допущений:

- На востоке – ограничен Московской кольцевой автомобильной дорогой (МКАД);
- На северо-западе – включена так называемая местность Калитники, административно относящаяся к Таганскому району (ЦАО). Длина границы составляет порядка 55,2 км. Площадь 108,8 км². Максимальная протяженность округа с ЮЗ на СВ (от излучины Москвы-реки в р-не Печатники до крайней СВ точки р-на Выхино-Жулебино) составляет 12,8 км. Максимальная протяженность с ЮЮВ на ССЗ (от Бесединских мостов до крайней северной точки р-на Лефортово – Семёновский путепровод) составляет 17,6 км.

Юго-Восточный административный округ в качестве объекта исследования был выбран нами по следующим основаниям:

- Простой слаборасчлененный исходный рельеф, основные черты которого сформированы преимущественно флювиальными процессами (большая часть округа располагается на пойменно-террасовых комплексах Москвы-реки).
- Не так давно начавшееся освоение территории в пределах современных границ округа относительно старой Москвы. По многочисленным историческим картографическим материалам достаточно точно можно определить время начала активного техногенного морфогенеза, темпы расширения города.

По некоторым объектам флювиальной сети ЮВАО удалось получить фактические данные геоморфологического состояния русла несколько лет – коллектор Калитниковского ручья. Ручей, в свою очередь является частью обширной гидрографической сети р. Нищенки (Граворны), протекающей, главным образом, по территории ЮВАО и имеющей наибольшее количество притоков среди малых рек Москвы.

В качестве литературного материала использовались работы ряда авторов: Аникина Н.В., Даньшин Б.М., Котлов В.Ф., Лихачева Э.А., Осипов В.И., Насимович Ю.А., Спиридонов А.И., Симонов Ю.Г. и др. по инженерной геоморфологии и геоэкологии, географии и геоморфологии г. Москвы. Также были задействованы различные журналы: «Природа», «Градостроительство и архитектура». В работу активно вовлекались интернет-ресурсы, разнообразные и разновременные картографические и дистанционные материалы.

Методика оценки степени антропогенной трансформации во многом опирается на опыт Н.В. Аникиной[1], исследовавшей изменения рельефа центральной части города Москвы за почти вековой период (с 1888 по 1984 гг.). Ввиду преимущественного флювиального фактора рельефообразования на территории ЮВАО, имеет смысл говорить о разномасштабных трансформациях флювиального рельефа: 1) Нерасчлененный комплекс долин малых рек, 2) Пойменно-террасовый комплекс Москвы-реки – площадная денудация/аккумуляция, водораздельные поверхности для малых рек.

Таблица 1. Динамика роста города на исследуемую территорию

Год издания	Картографический источник	Площадь в границах района исследования, км ²	Доля в границах района исследования, %
1739	План Москвы, составленный архитектором Иваном Мичуриным. [3]	4,02	3,69
1901	План города Москвы, издание А.С. Суворина. [6]	7,91	7,27
1915	План города Москвы с пригородами, издание товарищества А.С. Суворина. [7]	12,57	11,55
1930	Схематический план Москвы, приложение к статье «Москва», размещенной в пятом томе Малой Советской Энциклопедии. [5]	24,61	22,62
1935	Схема планировки Москвы отдела планировки Моссовета. [9]	29,43	27
1951	План Москвы. [8]	56,33	51,77
1974	Карта города, приложенная к статье «Москва», размещенной в 17 томе 3-го издания Большой Советской Энциклопедии. [4]	108,8	100
2014-2015	Исследуемая территория	108,8	100
ЮВАО (10 июля 1991 г.)		117,56 (11% площади Москвы)	

Оценка трансформации производилась двумя способами:

1. Сопоставление разновременных ЦМР в пределах Камер-Коллежского вала (внешняя граница Нивелирного плана города Москвы). Наиболее подходящий способ для оценки масштабов площадной денудации/аккумуляции.
2. Анализ изменений максимальных, минимальных и средних абсолютных отметок рельефа (применительно к флювиальному рельефу – в пределах контуров речных долин и малых эрозионных форм /МЭФ/ и в непосредственной близости от них).

Другим важным параметром, по которому принято судить о степени преобразованности рельефа, является мощность техногенных грунтов. Отличительной чертой Москвы является наличие значительного числа уничтоженных (засыпанных техногенными грунтами и/или помещенных в трубы) оврагов и долин малых рек. В результате, непосредственно над днищами долин малых рек и их притоков, МЭФ, а также над искусственными руслами мощность техногенных грунтов особенно велика.

Главной проблемой изучения антропогенного рельефа является восстановление исходной поверхности. При анализе антропогенной трансформации рельефа можно выделить области аккумуляции и денудации.

Главные **области аккумуляции**:

- Засыпанная долинная сеть реки Нищенки;

- Обширная площадь засыпанного Сукина болота.

Главные области денудации:

- Котлованы под строительство крупных промышленных предприятий, высотных зданий и сооружений.

Таким образом, трансформация рельефа в пределах городской территории вызывает изменение не только поля высот, литологических, морфологических и морфологических характеристик, но и создает новые своеобразные антропогенно-геоморфологические системы с характерными особенностями функционирования.

Литература

1. *Аникина Н.В.* Антропогенная трансформация рельефа городской территории (на примере центра Москвы) // Ярославский педагогический вестник №4, т.3 (Естественные науки), 2013. с. 254-257.
2. Антропогенная геоморфология /Отв. ред. Э.А. Лихачева, В.П. Палиенко, И.И. Спасская. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2013. 416 с., 83 рис., 33 табл.
3. *Мичурин И.* Планъ императорскаго столичнаго города Москвы сочиненной подъ смотрениемъ архитектора Ивана Мичурина/ масштаб 1:21000, Спб., Акад. наук, 1739.
4. Москва. Карта города/ масштаб 1:250000//Большая Советская Энциклопедия, 3-е издание, том 17. Изд-во «Советская Энциклопедия», 1974.
5. Москва. Схематический план/ масштаб 1:75000//Малая Советская Энциклопедия, т. 5. Главн. ред. Н.Л. Мещеряков, 1930.
6. План города Москвы. Изд. А.С. Суворина/масштаб 1:25000, 250 саж. в дюйме. – М.: Типо-литогр. Т-ва Владимир Чичерин, 1901.
7. План города Москвы с пригородами. Изд. Т-ва А.С. Суворина «Новое время»/ масштаб 1:25000, 250 саж. в дюйме. Пг.: Картогр. Завед. Ильина, 191X.
8. План Москвы съемки 1951 года/ масштаб 1:100000, изд. Мосгоргеотрест Архитектурно-планировочного Управления г. Москвы, 1952.
9. Схема планировки Москвы. Моссовет, отдел планировки/ масштаб 1:50000, - 15-я литография Мособлполиграфа, 1935.

**ЗОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОПАСНЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ
НА МАГИСТРАЛЬНЫХ ТРУБОПРОВОДАХ**

Мухаметшина Е.О., Деркач А.А.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
kate2693@mail.ru, derkach1977@yandex.ru*

Трубопроводный транспорт является весьма эффективным способом перемещения многих видов сырья, как на небольшие, так и на огромные расстояния. Однако строительство и эксплуатация трубопроводов нередко осложняется опасными экзогенными процессами. Некоторые из этих процессов протекают практически повсеместно и не имеют характерных особенностей в разных природных зонах, но большинство процессов все же имеют зональную специфику. Эта тема является

актуальной, поскольку, с одной стороны, строительство трубопроводов на территории РФ, большая часть площади которой в той или иной степени подвержена воздействию каких-либо экзогенных процессов, ведется сейчас довольно активно, а с другой стороны, в литературе этот вопрос проработан на настоящее время довольно слабо. Указанные два факта и явились причиной выбора именно этой темы при написании выпускной бакалаврской работы.

Для выявления зональных особенностей опасных экзогенных процессов были выбраны три ключевых участка, расположенные в разных природных зонах. Первый расположен в тундровой зоне на побережье Байдарацкой губы Карского моря (республика Коми и ЯНАО), второй – в таежной зоне Европейской части России (Ленинградская область) и третий – в зоне степей (Воронежская и Ростовская области).

Для данной работы использованы результаты исследований, проведенных авторами в 2007, 2008, 2010 и 2014 годах. В ней рассмотрены различия протекания экзогенных процессов в разных природных зонах, а также проведена оценка степени их опасности. После этого, на основании данных результатов, выявлены собственно зональные особенности проявления опасных экзогенных процессов, которые для удобства были разбиты на блоки по генетическим группам.

Поскольку исследуемые участки располагаются в пределах трех различных природных зон, природные условия значительно отличаются от одной территории к другой. Северный участок наиболее компактный, занимает наименьшую площадь и находится на морском побережье, что в частности определяет климат этой территории. Здесь развит арктический и субарктический умеренно континентальный климат. Заморозки и снегопады возможны в любое время вегетационного периода [2]. Значительное влияние на рельеф и протекающие опасные процессы оказывает многолетняя мерзлота, которая имеет здесь сплошное распространение и залегает (в летний сезон) на глубине около 90 см. В связи с природными особенностями преобладающим ландшафтом стала лайдовая равнина, заозеренная и довольно сильно обводненная. Согласно морфоструктурным исследованиям берег делится на несколько блоков [4]. В результате разные блоки имеют разные тенденции и скорости новейших тектонических движений. Согласно полученным данным [1,4], исследуемый участок находится в пределах области преобладающего тектонического опускания территории. Средний участок расположен в таежной зоне. Ввиду более южного положения, близости Ладожского озера также большей площади участка, климатические характеристики более вариативны внутри самого участка, но относительно мягче, чем на северной территории. Кроме того, рельеф здесь в целом имеет ледниковый генезис, что сказывается и на характере отложений (более разнородные отложения с более тонким заполнителем, чем на первом участке (там преобладают супеси и пески оторфованные)). С точки зрения неотектонических движений эта территория в новейшее время отличалась относительной стабильностью без значительных тектонических поднятий или опусканий [3]. Южный участок имеет наибольшую площадь и вытянутость с севера на юг, что обуславливает еще большие различия природных условий внутри него. Но можно отметить, что ввиду еще более южного положения здесь наиболее высокие средние годовые температуры, наиболее низкие показатели увлажнения. Однако, эта территория почти не покрывалась оледенениями. В результате здесь беспрепятственно формировался эрозионный рельеф. Этот процесс усиливается и стабильным медленным тектоническим поднятием

территории в новейшее время [3]. Широко развиты многочисленные малые эрозионные формы (балки, овраги).

Стоит сразу оговорить, что различные процессы проявляются в виде точечных, линейных или площадных объектов, но все они для удобства подсчетов рассматривались в качестве точечных.

Природные условия во многом определяют протекание опасных экзогенных процессов на трубопроводах, ввиду чего мы должны были получить некоторые особенности ОЭГПиГЯ на трех ключевых участках. В ходе работы такие различия были обнаружены. В первую очередь некоторая зональность наблюдалась в том, что существуют процессы, которые связаны с конкретными зональными факторами (как то многолетняя мерзлота), вследствие чего они имеют место только в пределах распространения этих факторов. Таким процессами явились термокарст, термоэрозия, термоабразия, тоннельная термоэрозия. Кроме того, протекание абразии и термоабразии только на северном участке обусловлено еще и другими факторами. Во-первых, приморское положение и наличие побережий (чего нет на других территориях). Во-вторых, высокая обводненность и большое количество разных по размеру водоемов увеличивает протяженность берегов на исследуемом участке, а ветровые нагоны (обусловленные и зональными, и аazonальными факторами) способствуют интенсивной абразии и термоабразии.

В целом для всех трех участков можно отметить закономерное уменьшение количества проявления опасных процессов на 1 км трубопровода (в пределах его полосы земельного отвода) (табл. 1) с 24 шт./км на северном участке до 0,7 на южном. Конечно, эти данные нельзя считать в полной мере отражающими интенсивность протекания процессов в разных природных зонах, поскольку на них накладывают отпечаток и аazonальные факторы. Но они позволяют в целом оценить направленное уменьшение интенсивности проявления опасных экзогенных процессов на магистральных трубопроводах при движении с севера на юг.

Таблица 1. Интенсивность проявления опасных экзогенных процессов в разных природных зонах (шт./км)

Опасные процессы		Исследуемый участок		
		Тундра	Тайга	Степь
Эрозия	Линейная	5,6	0,58	0,58
	Глубинная	-	0,043	0,17
	Боковая	0,57	0,23	0,022
Тоннельная термоэрозия		1,98	-	-
Подтопление и заболачивание		6,2	1,5	0,009
Абразия и термоабразия		1,1	-	-
Термокарст		7,4	-	-
Дефляция		0,28	0,018	0,004
Суффозия		-	0,074	0,018
Карст		-	0,025	-
Склоновые (нерасчлененные)		1,1	0,055	0,081
В том числе	Делювиальный смыв	1,1	-	0,009
Всего		24,2	2,53	0,884

Процессы подтопления и заболачивания (хоть они напрямую не относятся к опасным геоморфологическим процессам, а являются гидрогенными явлениями, но относятся к ОЭГПиГЯ и рассматриваются в данной работе) определяются во многом наличием водоупорного горизонта, находящегося на небольшой глубине. А многолетнемерзлые породы, имея сплошное распространение, являются хорошим водоупором. Ввиду этого точек проявления процессов подтопления и заболачивания значительно больше на северном участке (6,2 шт./км), чем на среднем (1,5 шт./км) и южном (0,009 шт./км).

Наиболее интенсивно на всех трех территориях проявляются флювиальные процессы. Линейная эрозия протекает интенсивнее всего на всех трех участках. При этом, в частности, глубинная эрозия наименее развита на втором участке, а на третьем, напротив, наблюдается некоторое ее увеличение. Это связано, скорее, с особенностями субстрата, чем с климатическими факторами.

Дефляция отмечается на всех трех участках. При этом, также, наблюдается уменьшение количества проявлений с севера на юг. Кроме зональных факторов, это может быть связано с качеством проведения строительных работ.

Таким образом, в проявлении опасных экзогенных процессов все же проявляется зональность. Причем, помимо количества проявлений, это отражается и на степени опасности некоторых процессов в разных природных зонах. Если в тундровой зоне участки затопления представляют опасность, поскольку переувлажнение грунта может приводить к процессам вспучивания конструкций, а также к абразии надтрубного вала, то в таежной зоне они уже преимущественно относятся к классу неопасных либо умеренно опасных процессов (в зависимости от конкретного случая). Но не все процессы подчиняются этой закономерности. К примеру, эрозионные процессы, как правило, везде относятся к категории умеренно опасных.

Литература

1. Баранская А.В., Большиянов Д.Ю., Кучанов Ю.И., Томашунас В.М. Новые данные о дислокациях в четвертичных отложениях полуостровов Ямал и Гыдан и связанных с ними новейших тектонических движениях по результатам экспедиции «Ямал-Арктика-2012» // Проблемы Арктики и Антарктики №3 (97), 2013. С. 91-102.
2. Кауричев И.С., Громыко И.Д. Атлас почв СССР. М.: Колос, 1974. 168 с.
3. Национальный атлас России. М.: Роскартография, 2007.
4. Романенко Ф.А., Гаранкина Е.В., Шилова О.С. Роль тектонических движений в формировании рельефа и рыхлых отложений юго-западного побережья п-ова Ямал. /Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания, 2009, с. 160-164.

ОРГАНИЗАЦИЯ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ НА ЗЕМЛЕ

Мысливец В.И.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
myslivets@yandex.ru*

К настоящему времени в исследовании морфологии, генезиса, возраста, истории развития материков и океанов получены значительные результаты. Вместе с тем почти не исследован как единое сложное явление процесс рельефообразования на уровне географической оболочки – глобальный морфогенез. Этим вопросам посвящены лишь отдельные работы и практически не изучена его эволюция в течение геологической истории Земли. Сказанное позволяет заключить, что в области науки, расположенной на стыке глобальной, динамической и исторической геоморфологии, существует требующая решения проблема организации и эволюции глобального морфогенеза – геоморфологического процесса самого высокого таксономического ранга. Этот процесс развивается под воздействием космических, планетарных, эндогеодинамических, экзогеодинамических, а в последнее столетие – и антропогенных факторов. Его изучение в рамках традиционной эндогенно-экзогенной парадигмы геоморфологии исчерпало свои возможности. На смену ей приходит морфодинамическая парадигма, в соответствии с которой движущей силой развития рельефа является противоречие между сложившейся формой и меняющимся рельефообразующим процессом. Рельефообразование в масштабе планеты является содержанием геоморфологической системы самого высокого ранга – планетарной морфосистемы Земли. Первым шагом на пути его исследования должно быть изучение структуры процесса.

Предмет геоморфологии – неровности поверхности литосферы, ее рельеф, не имеющий толщины, но имеющий амплитуду деформаций. Большинство исследователей включают в геоморфологические системы рельеф и процессы. С нашей точки зрения, рельефообразование – это деформации поверхности литосферы в ходе перемещения ее вещества. Таким образом, динамические геоморфологические системы в качестве компонента включают вещество и являются объемными образованиями. Для того, чтобы выяснить причины изменений рельефа, приходится привлекать информацию о процессах в тех средах, которые разделены поверхностью литосферы. Геоморфологические системы – это природные объекты (а также воспроизводящие их модели), в которых изменения рельефа и причины, их вызывающие, объединены в одно целое. Эти системы не являются предметом геоморфологии, но они объединяют этот предмет – рельеф – и соответствующую часть сферы интересов геоморфологии. Планетарная морфосистема Земли включает совокупность неровностей поверхности литосферы, коррелятную и частично конформную этим неровностям осадочную оболочку, а также рельефообразующие процессы. Учитывая, что понятие морфогенеза включает как воздействие на рельеф изменяющих его факторов, так и обратное влияние рельефа на них, следует признать, что в границы этой системы входит часть географической оболочки до тропопаузы, а также тектоносфера до глубин 600-700 км. Воздействие рельефа через характер подстилающей поверхности – континентальной, океанической, а также через орографический фактор на процессы в тропосфере известно. Это же воздействие через контролируемые рельефом потоки вещества и энергии на процессы в тектоносфере в

настоящее время признается все большим числом специалистов, хотя изучено пока недостаточно.

В состав планетарной морфосистемы Земли входят несколько групп компонентов: ядро системы, системообразующий фактор – поверхность литосферы с определенным образом организованным рельефом; вещество земных оболочек, участвующее в рельефообразовании (вслед за А.Н. Ласточкиным его можно разделить на перемещающееся без транспортирующих средств, перемещаемое и перемещающее); энергия, обеспечивающая перемещение вещества и изменение неровностей земной поверхности, информация.

Подсистемы планетарной морфосистемы Земли – ее целостные функциональные блоки, соизмеримые с ней по пространственным масштабам и определяемые особенностями перемещения и преобразования различных видов вещества и энергии: системы верхняя мантия – кора – земная поверхность, гидросфера – атмосфера – земная поверхность, криосфера – земная поверхность, биосфера с биостромом – земная поверхность, техносфера – земная поверхность и ряд других. Их совокупность образует несколько иерархических уровней непосредственно ниже уровня самой системы.

Следующая группа компонентов – территориально-аквальные элементы трех иерархических уровней: на первом – материковое и океаническое полушария, на втором – континенты и океаны, на третьем – региональные типы обстановок рельефообразования (типы природной среды), выделяемые как закономерные сочетания основных групп эндогеодинамических режимов – платформенных, орогенных и других – с основными группами экзогеодинамических режимов, представленных на уровне географических поясов, зон и секторов. На этом же уровне располагаются и морфолитодинамические системы регионального масштаба: бассейны крупнейших рек мира, ледниковые покровы и бессточные области, аридные системы субконтинентального ранга и другие. Объекты третьего уровня могут рассматриваться как элементы системы, внутреннее строение и связи которых не анализируются.

Последнюю группу компонентов образуют связи между перечисленными частями системы (прямые, обратные, положительные, отрицательные, причинно-следственные, корреляционные и т.д.).

Основными характеристиками описываемой системы являются пространство, время, виды структуры, функциональные отношения. Свойства пространства планетарной морфосистемы – сферичность, анизотропность, симметрия, неоднородность, упорядоченность, определенные метрические соотношения.

Время планетарной морфосистемы Земли рассматривается как мера изменений системы и ее частей. Ему присущи: закономерные изменения суточной и сезонной ритмики в пространстве – от экватора к полюсам; различие характерного времени для тропосферной и тектоносферной частей (сложная интерференция пространственно-временных изменений разного порядка). Характерное время этой системы в целом определяется продолжительностью ее переходов из одного относительно равновесного состояния в другое, что логично увязывается с геотектонической цикличностью.

Виды структуры планетарной морфосистемы Земли: – функциональная, характеризующая соотношение факторов рельефообразования и рельефа как их функции; пространственная (“горизонтальная” – взаиморасположение областей денудации и аккумуляции на Земле, плановая конфигурация и расположение основных потоков

вещества, морфоструктурный контроль экзогенных процессов и “вертикальная” – геоморфологические уровни, как описанные К.К. Марковым, так и вновь выделенные на дне океана, интервалы расчлененного рельефа между этими уровнями, уровни так называемой «лавиной» седиментации), временная (возраст как отдельных элементов планетарного рельефа, так и компонентов системы; распределение скоростей рельефообразующих процессов, прежде всего денудации и аккумуляции, тектонических движений в пределах равнинных и горных областей суши и морского дна; эволюционное время системы), энергетическая (источники энергии, энергетический потенциал современного рельефа, распределение энергоактивных зон). Среди энергоактивных зон с точки зрения геоморфологической безопасности заслуживают особого внимания те, где велико выделение как внутренней (сейсмичность, вулканизм), так и внешней (ураганы, ливни и т.д.) энергии рельефообразования. К таковым в первую очередь должны быть отнесены побережья океанов, особенно Тихого.

Функцию планетарной морфосистемы Земли в целом можно рассматривать как “назначение этого органа в организме планеты”. Сейчас известно, что в течение всего времени существования жизни на Земле на поверхности планеты существовал своего рода гомеостат – устройство, в котором важные для жизни показатели не выходили за пределы некоторых крайних, опасных значений. Роль самой жизни в регулировании этого гомеостата показана В.И. Вернадским и его последователями. Создается впечатление, что в этом процессе одну из важнейших ролей играла планетарная морфосистема, обеспечивая на каждом этапе развития круговороты вещества, энергии и информации, без чего сохранение жизни вряд ли было бы возможно. Она все это время функционировала таким образом, что “не позволяла” внешним и внутренним воздействиям привести поверхность планеты к состоянию полной выравненности, несмотря на наступавшие время от времени эпохи относительного тектонического покоя и снижения амплитуд рельефа. Большую роль в этом играл механизм аккумуляции на поверхности, в гипергенной оболочке и органическом веществе, солнечной энергии и передачи ее в зонах тектонических опусканий в глубокие недра с последующим выделением. Не менее важен был процесс накопления осадков на краях континентов. Осадочные толщи древних активных и пассивных континентальных окраин в зонах опусканий подверглись глубокому метаморфизму и метасоматозу и были превращены в серии гранитных батолитов, залегающих в настоящее время в основании многих складчатых орогенов. Еще один механизм саморегуляции – процессы изостатического характера. Следовательно, интегральным результатом деятельности планетарной морфосистемы, включая и такие ее стороны, как денудация материков и аккумуляция сносимого материала, было не сглаживание контрастов планетарного рельефа, а их поддержание и, возможно, даже увеличение. Сопоставление данных по массовым вымираниям биоты в фанерозое с расчлененностью земной поверхности показывает, что рельеф (наряду с другими факторами) оказывает определяющее влияние на эти события: уменьшение расчлененности коррелируется с эпохами массовых вымираний и уменьшения биоразнообразия.

Рельефообразование на Земле (и на суше, и в океане) контролируется четырьмя основными закономерностями: широтной зональностью, циркумконтинентальной (циркумокеанической) секторностью, вертикальной поясностью и морфотектоническим влиянием.

О КАТЕГОРИЯХ АНТРОПОГЕННО ОБУСЛОВЛЕННОГО И АНТРОПОГЕННОГО РЕЛЬЕФА И ВЗАИМОДЕЙСТВИЯХ ИХ ФОРМ

Невский В.Н.

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, nevsky@tig.dvo.ru

Экологическая геоморфология в процессе своего становления и развития проходит через решение ряда неизбежных структурных проблем, в т.ч. проблем собственной терминологии. Что считать антропогенной формой рельефа, а что – естественной? В чем различие между естественным экзогенным геоморфологическим процессом (ЭГП) и антропогенным? Эти вопросы лишь по форме являются терминологическими, однако по существу они отражают болезни роста данной геоморфологической дисциплины. Впрочем, и сама геоморфология не собирается избавляться от понятийной неопределенности, но не столько потому, что нет желания, а потому что поздно. Что же касается антропогенной геоморфологии, то дальнейшее сохранение понятийной неопределенности уже стало причиной целого ряда неудобств, таких как размытость структуры самой дисциплины, взаимное недопонимание специалистов.

Необходимость определения и разграничения категорий антропогенного рельефа стала очевидной в последнее десятилетие [1, 2]. Прежние попытки носили скорее феноменологический характер, хотя есть и примеры универсализации [3]. Представленная ниже схема тоже универсальна. В ней присутствуют наборы типичных признаков, отражающих не только статичную структуру рельефа каждой категории, но и некоторые динамические аспекты.

Исходной, и самой крупной категорией является антропогенный и антропогенно обусловленный рельеф. Данная категория включает все типы (формы) рельефа, формирование которых на современном этапе прямо или опосредованно вызвано (или спровоцировано) деятельностью человека. Она включает три вложенные категории: антропогенно обусловленный рельеф, техногенный рельеф и искусственный рельеф.

1. Антропогенно обусловленный рельеф (АОР)

Происхождение форм АОР: нецеленаправленное (иногда случайное) воздействие одного или, чаще, комплекса антропогенных факторов, не затрагивающих рельеф механическими способами, т.е. не направленных на преобразование самого рельефа. АОР является производным (побочным) «продуктом» от целенаправленной деятельности человека. Основные факторы формирования АОР: выброс в атмосферу продуктов сгорания органического топлива и тепловое загрязнение, целенаправленное или случайное изменение растительности (вырубка лесов и пожары), создание крупных технических (в т.ч. гидротехнических) объектов, сельское хозяйство, рекреация.

Признаки форм АОР:

- 1) Техногенные нарушения рельефа отсутствуют.
- 2) Во всех случаях наблюдаются существенные нарушения естественной растительности, т.е. замещение коренного фитоценоза производным, вторичным.
- 3) Как правило, наблюдаются ощутимые, возможно, скачкообразные изменения активности ЭГП (изменение структуры функционирования, изменение активности). Этот процесс может сопровождаться сменой (замещением) ведущих ЭГП,

однако в данном случае необходимо доказательство того, что замещение ЭГП не было обусловлено естественными причинами.

Существенные особенности АОР:

1) Как правило, АОР является прямым наследником естественного рельефа, т.е. замещение формы естественного рельефа формой АОР сопровождается сохранением прежней структуры рельефа (структура АОР инвариантна структуре замещенного им естественного рельефа); сохраняются, как правило, и иерархические отношения форм рельефа.

2) На начальном этапе действия антропогенных факторов (обычно это первые годы и десятилетия) создаваемые формы АОР отличаются повышенной активностью ЭГП по сравнению с «коренным» формами рельефа.

3) При длительном сохранении действия антропогенных факторов, способствующих поддержанию форм АОР, эти формы адаптируются к новым условиям. Активность ЭГП при этом может сохраниться тоже на новом (и, вероятнее всего, на более «агрессивном») уровне. Можно сказать, что постоянное действие антропогенных факторов на рельеф создает эффект, аналогичный изменению локального климата.

4) При прекращении человеческой деятельности, направленной на поддержание форм АОР, они, как правило, стремятся возвратиться в прежнее состояние естественного рельефа (или близкого к естественному) с помощью сукцессий.

Особенность 1 имеет статус не абсолютного, а статистического правила. Существуют примеры, не подтверждающие его. В частности, активизация экзогенных процессов при переходе естественного рельефа в состояние АОР в некоторых случаях может носить катастрофический характер и в течение короткого времени существенно изменить морфологию рельефа и его структуру.

2. Техногенный рельеф (ТР)

Происхождение форм ТР: осознанная деятельность человека, не направленная на создание конкретной формы. В создании форм ТР реализуется примат ФУНКЦИИ; форма здесь вторична. При создании форм ТР не используются специально изготовленные строительные материалы.

Признаки форм ТР:

1) Во всех случаях генезис форм ТР – механическое перемещение (изъятие, аккумуляция) грунта, осуществляемое человеком, или существенное нарушение поверхности коренных пород, верхнего слоя коры выветривания или осадочных отложений, сопровождаемое изъятием грунта; во всех случаях формы ТР замещают формы естественного рельефа или АОР.

2) Образование всех форм ТР сопровождается или предваряется полным уничтожением растительного покрова.

Существенные особенности ТР:

1) Формы ТР имеют вертикальные проекции (как «вниз» – для положительных, так и «вверх» – для отрицательных форм ТР) на существующую или ранее существовавшую земную поверхность.

2) Положительные формы ТР двухслойны (в редких случаях многослойны); они имеют две поверхности: одна – видимая, другая – погребенная; отрицательные формы ТР имеют одну материальную поверхность, однако геометрию прежней (до начала формирования данной формы ТР) поверхности можно точно восстановить.

3) ТР можно интерпретировать как иерархически организованную систему. Формы ТР могут быть элементарными (например, дорога, проложенная с помощью автогрейдеров и бульдозеров, т.е. без насыпи и покрытия) и сложными, обладающими иерархически организованной структурой (например, карьер с внутренними отвалами).

4) При прекращении человеческой деятельности, направленной на сохранение форм ТР, эти формы рельефа постепенно переходят в состояние, морфологически и функционально более свойственное формам АОР.

3. Искусственный рельеф (ИР)

Происхождение «форм» ИР: целенаправленная деятельность человека в виде строительных работ, направленная на создание конкретной ФОРМЫ с соответствующими ей функциями.

Признаки ИР:

«Формы» ИР – сооружения, построенные человеком с применением специально изготовленных (обработанных) строительных материалов. К формам ИР относятся все строительные объекты – искусственные сооружения, имеющие отличительную от всех прочих форм рельефа (естественного, антропогенно обусловленного и техногенного) поверхность. Таким образом, категория «Форма искусственного рельефа» имеет явно метафорический оттенок, и поэтому ее употребление не всегда целесообразно. (Как следует из этого определения, все дороги с балластом, как грунтовые, так и с твердым покрытием, относятся к категории форм ИР.)

Существенные особенности ИР:

1) Все искусственные (инженерные) сооружения проявляют себя как обычные формы рельефа – так или иначе влияют на поверхностный и подповерхностный сток, модулируют атмосферные процессы (главным образом, инсоляционный и ветровой режимы), оказывают влияние на функционирование и даже на формирование фитоценозов (урбофитоценозов).

2) Все искусственные сооружения имеют вертикальную проекцию на земную поверхность – коррелятную форму техногенного рельефа (группу форм ТР), на которой возводится данное здание или иной объект. В этом смысле техногенный рельеф, коррелятный искусственному, имеет определенное сходство с погребенным. Таким образом, ИР всегда двуслоен.

3) В организации ИР нет выраженной иерархичности. Для формирования сложно организованных иерархических систем формы ИР (инженерные сооружения) должны сочетаться с формами ТР или АОР. Можно предполагать, что вскоре ИР выйдет на следующий, более высокий уровень развития (признаки этого имеются), когда его структура уже может быть интерпретирована как иерархическая.

4) Прекращение человеческой деятельности, направленной на сохранение форм ИР, приводит к постепенной трансформации этих форм в формы ТР.

Предложенная схема позволяет скорректировать методологию исследования всех видов антропогенного и антропогенно обусловленного рельефа и формулировку задач его изучения. В числе основных задач: 1) определение направленности и интенсивности процессов преобразования АОР в «зоне влияния» крупных форм ТР и ИР; 2) изучение поведения границ между данными категориями рельефа и причин, изменяющих эти границы; 3) разработка сценариев динамики форм АОР и ТР при различных видах и

различной интенсивности антропогенных воздействий в зонах их контактов и на новых, не освоенных территориях.

Литература

1. Симонов Ю.Г. Эколого-геоморфологический анализ. Концепция и главные задачи // Эколого-геоморфологические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 87-92.
2. Лихачева Э.А. Что изучает антропогенная геоморфология? // Геоморфология. 2012. №3. С. 3-9.
3. Буланов С.А. Три вида антропогенной обусловленности экзогенного антропогенеза // Геоморфологи. Новые решения старых проблем. Вып. 5. М.: Медиа-ПРЕСС, 2014. С. 14-22.

МОРФОСТРУКТУРА ЕВРОПЕЙСКОГО ЗАПОЛЯРЬЯ (ЛАПЛАНДИЯ) И ЕЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ (К ВОПРОСУ О СООТНОШЕНИИ ГЛЯЦИОИЗОСТАЗИИ И ПЛИТНОЙ ТЕКТониКИ)

Никонов А.А.

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, nikonov@ifz.ru

Северная Фенноскандия (СФСК) – «макушка Европы» – в геолого-геоморфологическом и морфоструктурном отношении обладает рядом специфических особенностей, до сих пор не привлекавших специального внимания. В регионе выделяется **несколько важнейших черт**. На большей части этой заполярной территории на поверхность выходят или близко к ней подходят породы кристаллического фундамента или также сильно консолидированные осадочные породы протерозоя. В условиях маломощного покрова рыхлых позднечетвертичных отложений только в понижениях, это означает, что рельеф прямо отражает главные неровности именно фундамента, – «черепа земли». Специфика рельефа включает две основные черты. Общий рельеф – это возвышенное плато, примыкающее на З к Скандинавским горам, постепенно снижающееся на В, вплоть до Горла Белого моря, от 1.8-1.7 км, абс. выс. до 0.2-0.15 км. С севера в широкой полосе побережья плато густо и глубоко расчленено сложной системой обращенных к океану фиордовых долин, имеющих крутые борта и создающих перепад высот в 1-1.5 км на З, в сотни метров в районе п-овов Варангер, Рыбачий и десятки метров восточное Кольского фиорда (КФ). Поверхность плато признается уровнем предтретичной денудации, а расчленение его в прибрежной полосе соотносят с общим поднятием, расколами и мощной глубиной эрозией именно в новейшую эпоху, главным образом, до антропогена. Часть новейших расколов наследовала древние, протерозойского возраста разломные зоны, большинство же – это отраженные в рельефе новообразования.

Для большей части СФСК морфоструктурный план удалось выявить по карте цифрового рельефа. В общей морфоструктуре суши, не говоря о мощнейшей краевой ступени от материка в сторону океана, как указано выше, наиболее выразительны и информативны линейные формы рельефа. Рассматриваются их морфология и структура, выявляются реальные и/или косвенные признаки разломных зон и их элементов.

Северная Норвегия (СН). На цифровой карте рельефа в пределах плато и в полосе развития фиордов выработанные в фундаменте линейные формы оказываются совершенно разными. *На плато* это система нечастых, но весьма выразительных и детально изученных геологически, главным образом, в Шведской и Финской Лапландии, прямолинейных уступов одинакового, ССВ направления. Часть из них, правда, с перерывами, протягивается на многие десятки км, до 100-150 км. Уступы в большинстве крутые, обращенные к ЗСЗ или ВЮВ, их высота составляет 3-10 м. На обширных ровных открытых пространствах они выделяются отчетливо и на дистанционных снимках, и на местности. Специальные исследования обнаружили, что только малая часть из них имеет вертикальное заложение, а большинство уходят в фундамент наклонно. Они однозначно трактуются специалистами как сейсмодислокации, т.е. вышедшие на поверхность сейсморазрывы в очагах очень сильных землетрясений, возникавших в период дегляциации региона и в раннем голоцене. Для части из них установлены признаки возникновения молодых разрывов в зонах древних, причем глубинных, разломов. Это дает основания рассматривать их как элементы морфоструктуры, что подтверждается не только сопутствующими полосовидными сгущениями эпицентров землетрясений, сравнительно слабых, зарегистрированных инструментально в течение десятилетий, но и проникновением поясов гипоцентров до глубины 18 км. Наклон плоскостей, и главных разломов, и молодых разрывов, под острыми углами к горизонтальной земной поверхности, также как наклон поясов гипоцентров и решения механизмов очагов землетрясений ведут к заключению об обусловленности морфоструктур действием субширотно направленных сил в земной коре.

Для выявления линейных нарушений *в прибрежной полосе* (почти исключительно на суше) использовались два вида материалов. На территорию СН помимо карты цифрового рельефа имелся крупномасштабный космический спектрозональный снимок п-ова Варангер. Этот цветной, прекрасного качества снимок отразил, как общий характер рельефа, так и мелкие детали благодаря значительному развитию разветвленной речной сети в повышенных частях рельефа и ледниковому аккумулятивному рельефу в относительных понижениях. В породах фундамента и протерозойского чехла разветвленные и глубокие долины в береговой полосе, занятой в позднеледниковье обширными бассейнами не могли выработаться после дегляциации: они только частично «откапывали» долины межледниковые и/или доледниковые. Поэтому прямые или частично одинаково искривленные линейные, секущие и долины, и водоразделы морфообразования резонно считать послеледниковыми разрывами. Такие заведомо свежие разрывы намечают молодые морфоструктуры.

Сетка линий-разрывов получилась не прямолинейной и не ортогональной, как нередко изображали на геологических и геоморфологических картах региона. Преобладающими оказались сплошные или сочленяющиеся линии (разрывы), среди них преобладают искривленные дугообразно от субширотного к СВ и/или от субмеридионального к СВ направлению (считая с Ю на С). Между ними оказываются удлиненные и искривленные массивы (блоки), в плане напоминающие контуры ритонов с раструбом, выгнутым вверх (т.е. к С) и выдающиеся в открытый океан. Все это напоминает (опять-таки, в плане) систему листрических сбросов, а точнее укрупняющихся выдвигов, в данном случае к северу, в океан, т.е. в свободное (в приповерхностных частях суши) пространство. Такая морфометрия в кинематическом отношении естественно

трактуются как система сдвигаемых и отодвигающихся последовательно к В блоков с вынужденным выдвиганием к северу, в область свободного пространства. Это отражает геодинамические условия субширотного сжатия с З, с разворотом к С в сторону открытого океана, т.е. в сторону свободной разгрузки.

Российская часть Заполярья. Дешифрирование российской части Заполярья осуществлено нами по цифровой карте рельефа. Линейные структуры в пределах Мурманского побережья и южнее, подобно тому, как это имеет место и на сопредельном с запада побережье СН, подходят к океану с ЮЗ. В прибрежной полосе главная черта планового распределения крупных отрицательных структурных форм и, соответственно, морфоструктурных блоков между ними – не прямолинейность простираения, но дугообразность. Они простираются от субширотного направления последовательно к СВ, ССВ, до С, т.е. как и в СН, в плане напоминают очертания ритонов «раструбами» вверх (в данном случае – к С, в сторону океана). Главная черта планового распределения крупных отрицательных линейных форм, а, следовательно, и морфоструктурного плана в целом в прибрежной полосе, частично и южнее (в долине р. Туломы, например) – это выделение блоков не прямоугольных в плане, но ограниченных дугообразно, с изгибанием в направлении от субширотного к СВ, ССВ до С, т.е. опять-таки напоминающих продольные контуры ритонов. Абсолютная высота таких необычных по форме блоков, их густота и частично размеры уменьшаются к В, от норвежской части побережья к побережью Мурманскому. Крайний на В, ограниченный КФ и долиной р. Туломы блок выделяется как аномально крупный, замыкающий всю систему. К В от КФ размеры, дробность блоков и их абсолютная высота уменьшаются и, главное, они прямолинейно направлены к С и ССВ, к открытому океану.

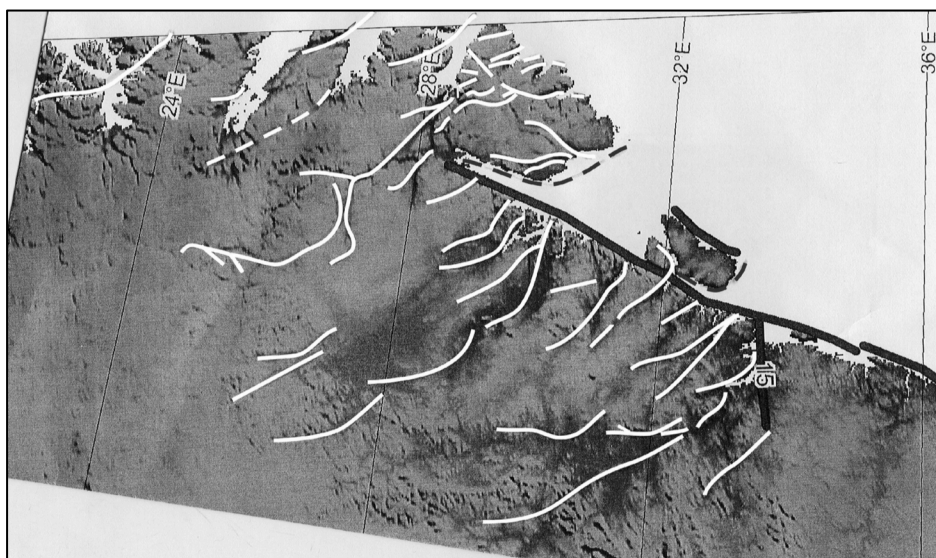


Рис. 1. Цифровая модель рельефа и морфоструктурный план СФСК. Линейные морфоструктуры: 1 – структурно-морфологическая ступень на границе суши и океана (линия Карпинского), 2 – активные в новейшее время линии разломов.

Отмечалась «приуроченность огромной частоты дислокаций разрыва к береговой полосе... где развиты... мелкие формы необыкновенно пересеченного рельефа ... поясами, приуроченными к современным фиордам и впадающим в них рекам» [1, стр. 123-124]. Обращено внимание на «повторение разрывов по старым трещинам»,

«незалеченность» части из них «до настоящего времени» и на «большую роль... горизонтальной слагающей», в частности, на сдвиг вдоль КФ, допускалось оживление трещин при местных землетрясениях [там же].

Геологическое подтверждение молодых линейных разрывов и, главное, их кинематических характеристик удалось получить лишь для нескольких из них (приустьевая часть долины р. Печенги и фиорда, перешеек между п-овами Средний и Рыбачий, Ура губа, КФ). По прямым и косвенным признакам выводится (суб) вертикальное заложение разломов в новейшее время, так что они предопределили разработку полых линейных форм рельефа. Обновление разломов вплоть до поздне- и послеледникового времени, подтверждается обнаружением на ряде участков, выразительных крупных сейсмодетонаций и разрывов, как в породах скального основания, так и в рыхлых отложениях (долины рр. Печенги, Зап. Лицы, Ура-губы, Рыбачий и Средний п-ова, КФ, Териберский залив).

Обобщение. Все эти черты морфоструктуры и их пространственная модификация с З на В соответствуют тем, что выявлены на З, в полосе арктического побережья СН, с постепенным уменьшением степени расчленения исходной платообразной поверхности. Результат исследования состоит в выявлении различий в плановом рисунке (стиле) новейших и молодых морфоструктур и частично кинематики в южной, внутриматериковой, и северной, береговой, приокеанической частях СФСР (Европейского Заполярья). При этом движущие силы оказываются едиными, единоподвижными. Непротиворечивая картина региональной геодинамики выстраивается при принятии решающего, подавляющего воздействия процесса расширения в осевой зоне Северо-Атлантического хребта и, как результат, пододвигании блока океанической коры под континентальный массив (кратон) СФСР. Роль гляциоизостатического поднятия, во время дегляциации, вероятно, преобладавшей, в позднем голоцене свелась до минимума.

Концептуально новая оценка движущих сил и панрегиональной геодинамической ситуации заставляет в ином ракурсе рассматривать опасные процессы в регионе, в первую очередь, в отношении сейсмичности. Это имеет принципиальное значение для Западного Мурмана, как насыщенного объектами оборонной и стратегической значимости.

Литература

1. Полканов А.А. Геологический очерк Кольского полуострова. Тр. Арктич. ин-та. Л. 1936. Т. LIII. Геология. 172 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПРЕДЕЛАХ ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ ТУВИНСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСНИЙ 2011-2012 ГГ.

Платонова С.Г.

Институт водных и экологических проблем СО РАН, sgplatonova@mail.ru

Тувинские землетрясения, произошедшие на южном макросклоне хребта Академика Обручева в пределах Восточно-Тувинского нагорья 27.12.2011 г. и 26.02.2012 г., послужили импульсом для целого комплекса исследований (прежде всего, сейсмогеологических) в этой части Алтае-Саянской горной области.

Исследуемая территория расположена в пределах горной страны и характеризуется высоким уровнем тектонической и сейсмической активности. О современной тектонической активности нагорья свидетельствуют широко развитые молодые тектонические формы разных иерархических уровней в пределах всех типов рельефа. Повсеместно на поверхности отмечаются фасы и эскарпы высоких порядков с крутыми углами наклона (до 70-90°) и простираем (северо-западным, субширотным и северо-восточным), совпадающим с преобладающими направлениями элементов как всей морфоструктуры Восточно-Тувинского нагорья, так и современных сейсморазрывов. Косвенным признаком высокой тектонической активности является также выходы радоновых источников на южном склоне хребта Обручева, в междуречье Ак-Бельдыр и Сайлыг (район высоты 2176,0), в области развития курумника гранитов брельского интрузивного комплекса (Д1-2br). Сайлыгские источники впервые были открыты геологами Тувинской Горной экспедиции в 1961 г. (данные администрации Сайлыгского МО с ссылкой на А.А. Складова, 1962). Долина, где локализованы радоновые ключи, имеет молодой тектонический характер, проявленный в деформациях склонов по трём основным направлениям: СЗ – ЮВ (Аз прост. 210°), ЮЗ – СВ (250°), СЗ – ЮВ (340°).

Доказательства высокой сейсмической активности территории, а также то, что произошедшие сейсмические события были очередными в закономерном ряду таковых, содержатся в диссертационной работе С.Г. Аржанникова (1998) [1]. Следы древних землетрясений не только в полосе эпицентральной зоны 2011-2012 гг., но и за её пределами выявлены рядом авторов и отражены в материалах научного Сопещения, проведенного в Кызыле в 2014 г. [3]. Палеосейсмодислокации вне эпицентральной зоны последних землетрясений, например, были обнаружены нашими работами в 2014 г. в районе Кызыл-Таштыгского колчеданно-полиметаллического месторождения, расположенного в центральной части хребта академика Обручева. Здесь, в стенке технической дорожной выемки, прорезающей конечно-моренный вал (на его вершине) вскрыт фрагмент сейсморазрыва, представленный взбросом с крутым (60° в верхней части) северным (Аз. 350°) падением. В нижней части взброс выполаживается, в верхней – разделяется на три ветви.

Морфологические и морфометрические параметры на поверхности сейсморазрывов сейсмических событий 2011-2012 гг. подчинены закономерностями проявления механизмов сжатия и силой землетрясения, и, тем не менее, отмечены некоторые их особенности. Основной особенностью эпицентральной зоны Тувинских землетрясений являются небольшие длины сейсморазрывов относительно их магнитуды. При глубине очага в 10 км длина сейсморазрыва сейсмического события 27.12.2011 г. с магнитудой $M_s=6,7$ (интенсивностью $I_o=8$ баллов) составила 1,6 км, а сейсморазрыва 26.02.2012 г. с $M_s=6,8$ (интенсивностью $I_o=9$ баллов) – ок. 4 км [2].

Эту особенность интересно рассмотреть, сравнивая Тувинские и Горно-Алтайские сейсморазрывы. Современные морфоструктуры Восточно-Тувинского нагорья и Горного Алтая имеют различия, определяемые историей их развития и современной динамикой. Морфоструктура Горного Алтая и её элементы (хребты и межгорные впадины) имеют отчётливо выраженное северо-западное простираем. Практически все сейсморазрывы от землетрясений, случившихся в голоцене, в том числе и сейсмическое событие 27.09.2003 г. (с магнитудой $M_s=7,3$, интенсивностью $I_o=9$ баллов и глубиной очага 18 км, длиной разрыва на поверхности более 70 км) имеют также северо-западное простираем,

т.е. развиваются согласно с морфоструктурными элементам, часто наследуя уже нарушенные участки фундамента.

Морфоструктура Тывы в целом имеет субширотное простирание и характеризуется более выраженной мелкоблоковой дифференциацией. Отдельные блоки имеют относительно изометричный облик и выступают как массивы, склоны которых разбиты тектоническими ступенями, разделенными эскарпами. Верхняя, наиболее приподнятая часть в виде куполовидных возвышенностей отделяется от нижней вдоль системы субширотных и северо-западных разломов, деформирующих остатки древней выровненной поверхности. В гольцовой зоне эскарпы этих ступеней, имеющие высоту от одного до нескольких метров, подрабатываются процессами нивации.

Сейсморазрывы Тувинских землетрясений ориентированы секуще по отношению к основной субширотной морфоструктуре Восточно-Тувинского нагорья, т.е. при разгрузке сейсмических напряжений поверхность «трескается», первично прорабатывая жёсткие блоки. Вышедшие на поверхность сейсморазрывы, в отличие от горно-алтайских, ограничены не только «показателями» силы в соответствии с глубиной очага, но и границами жёстких тектонических блоков.

Это отчасти объясняет разницу почти в три раза в длинах сейсморазрыва 27.12.2011 г. (1,6 км) и сейсморазрыва 26.02.2012 г. (ок. 4 км). Второй (по времени образования) разрыв сформирован в пределах «подготовленной» более ранними землетрясениями долины, отсюда его длина, превышающая длину первого разрыва. Первый деформировал гораздо менее в этом отношении разработанные склоны.

Другой особенностью Тувинских землетрясений является небольшие масштабы вторичных – сейсмогравитационных – процессов. Отсутствие крупных по объёму гравитационных и сейсмогравитационных образований (обвалов и оползней) в условиях резко расчленённого рельефа с крутыми склонами при высокой интенсивности сейсмических толчков. В Горном Алтае практически каждое из событий восстановленной сейсмической истории голоцена сопровождалось крупными оползнями и обвалами. Только при последнем сильнейшем землетрясении 2003 г. сошёл оползень объёмом примерно двадцать тысяч кубических метров. Более молодая (по отношению к началу эрозионного расчленения) поверхность Восточно-тувинского нагорья, т.е. более молодой, чем в Горном Алтае, возраст тектонического рельефа определили отсутствие масс, подготовленных к транспортировке от сейсмических толчков.

После главных толчков 2011 и 2012 гг. процессы развития обоих Тувинских сейсморазрывов продолжались. Летом 2014 г. в эпицентральной зоне были отмечены свежие деформации на их северном продолжении на двух участках. Первый участок расположен на правом берегу р. Дэрзиг в устьевой части р. Сайлыг – его левого притока. р. Дэрзиг. Здесь отмечены взбросовые деформации, сопровождаемые деформацией крутых склонов.

Второй участок – в пределах Дэрзигской впадины (3–4 км севернее изученных А.Н. Овсяченко с соавторами (2014) выходов сейсморазрыва. Это также вертикальные, преимущественно взбросовые деформации, сопровождающиеся образованием уступа (с амплитудой 15-20 см) на протяжении более 100 м, разрывом стволов деревьев вдоль линии разрыва и мохо-лишайникового покрытия. Вдоль сформированного небольшого уступа при проведении полевых работ отмечен дренаж грунтовых вод. Образование

последнего не было описано предшественниками и возможно, проявилось в процессе афтершоковой деятельности сейсмоактивного разлома.

Формирование современного сейсморазрыва и сопутствующих сейсмогравитационных процессов происходило на склонах с активно протекающими экзогенными процессами. Ведущими среди них являются площадное преобладающее физическое выветривание, обвальные, осыпные, оползневые процессы, комплексное криогенно-гравитационное сползание, криогенные процессы (трещинообразование, наледи, солифлюкция) и др. Деформации, связанные с образованием на поверхности сейсморазрыва, вызвали активизацию всех этих процессов. Изучение скоростей прихода в новое стабильное состояние для климатических условий этой части Тывы позволит определить особенности динамики их протекания.

Литература

1. *Аржанников С.Г.* Сеймотектоника Восточно-Тувинского нагорья: Автореф. Дис.... канд. геол.-мин. наук.— Иркутск, 1998. 17 с.
2. *Овсяченко А.Н., Рогожин Е.А., Мараханов А.В., Кужугет К.С., Бутанов Ю.В., Ларьков А.С., Новиков С.С.* Результаты полевых сейсмогеологических исследований Тувинских землетрясений 2011-2012 г. // Тувинские землетрясения 2011-2012 гг.: Материалы научного Совещания по Базовому проекту ТувИКОПР СО РАН VIII.78.1.4 «Напряжённое состояние сейсмоопасных зон Тывы: оценка сейсмической безопасности на основе сейсмологических исследований и данных сети сейсмических станций» (15-17.04.2014 г., Кызыл, Россия). Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2014. С. 57-78.
3. Тувинские землетрясения 2011-2012 гг.: Материалы научного Совещания по Базовому проекту ТувИКОПР СО РАН VIII.78.1.4 «Напряжённое состояние сейсмоопасных зон Тывы: оценка сейсмической безопасности на основе сейсмологических исследований и данных сети сейсмических станций» (15-17.04.2014 г., Кызыл, Россия). Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2014. 92 с.

ФОРМИРОВАНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ СЕТИ Г. КАЛИНИНГРАДА, ПРОБЛЕМЫ УПРАВЛЕНИЯ И ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ

Савостина О.А., Салихова Е.В., Станченко Л.Ю.

Балтийский федеральный университет им. И. Канта, larstan@ya.ru

Калининград-Кёнигсберг, возникший на берегу реки Прегель, имеет сложную гидрографическую сеть, которая формировалась с орденского периода и преобразовывалась в течение нескольких столетий. В пределах города можно выделить 3 гидрологических узла, сформированных в разное время и с разными целями: в северном, северо-западном и южном районах.

Гидрографическая структура Калининграда имеет длительную историю формирования и трансформировалась неоднократно. В создании и развитии основных гидрологических узлов города выделяется несколько этапов. Так, в истории формирования Северного водного узла выделяются следующие этапы:

- I-й: с 1255 г. – до начала XV в. – начальный период формирования системы водотоков и водоёмов с целью водоснабжения, к этому периоду относится основная часть истории водных объектов, которые ныне называются: пруд Верхний, пр. Нижний, канал Питевой, р. Голубая и ручей Северный.
- II-й: с начала XV в. – до начала XVI в. – период усовершенствования водотоков и водоёмов, входивших в систему водоснабжения (присоединение к каналу Питевому озёр: Заливное, Карповое, Дорожное, Гагара, Западное, Филиппово, Нескучное), формирование и преобразование сточных и ливневых каналов (Лебединые рвы, ручей Флисс, канал Цугграбен, канал Лицграбен и др.).
- III-й: нач. XVI в. – нач. XIX в. период формирования новых рукотворных рукавов водотоков: отделение ручья Воздушного от системы Питевого канала, формирование новых рукавов канала Менделеевский и ручья Лесной;
- IV-й: начало XIX в. – 1910 г., период ликвидации практически всех сточных каналов (в связи с вводом в эксплуатацию городской канализации в 1898 г.) и формирования русел природных водотоков, разработка устьев, для захода судов, последние крупные усовершенствования системы Питевого канала (строительство и присоединение пр. Великий и водохранилища Верхнее) и системы р. Голубая (присоединение оз. Узкое);
- V-й: 1910-1940 гг., период формирования искусственных каналов с целью осушения территорий пригородов Кёнигсберга;

В настоящее время эти ручьи и водоёмы по-прежнему являются водоёмами культурно-бытового водопользования [3].

Доля земель водного фонда города занимает 3119 га. Водные объекты на территории города представлены р. Преголя многочисленными малыми реками и ручьями, естественными и искусственными водоёмами (прудами, водохранилищами), каналами, в том числе фортификационными обводнёнными каналами. Общая длина основных открытых водотоков на территории города – 105,3 км, в том числе реки Преголя – 15,9 км. Площадь водной поверхности основных водоёмов 2,71 кв. км [1].

Площадь прибрежной зоны водотоков Калининграда составляет 158,6 га, из них жилой застройкой заняты 8 га, промышленной – 13,3 га, дачными участками и лесопарками 62,1 га, с/х угодьями – 75,1 га. Площадь водосбора для наиболее крупных водных объектов в км² составляет для р. Воздушный – 3020, Паркового – 396, Литовского – 81, Северного – 1115, Менделеевского – 300, р. Товарной – 2612. Состояние этих водотоков в значительной мере отражает экологическую обстановку в городских районах и пригородах.

Многие водоёмы находятся в крайне неудовлетворительном состоянии, как в эстетическом, так и в гигиеническом плане, многие каналы заилены, перекрыты насыпями, искусственные перепады разрушены, ряд прудов не зарегулированы, существует множество несанкционированных врезок, некоторые объекты находятся на грани деградации. Ухудшение качества воды и отсутствие эстетики рекреационных водоёмов и водотоков связано также с постоянным сбросом в них неочищенных хозяйственно-бытовых и дождевых стоков города. Большая часть сточных вод, не менее 80% сбрасывается без очистки и относится к категории «загрязнённых», биологической и химической очистке подвергается не более 5% сточных вод [2].

В настоящее время управление водными объектами на территории ГО «Город Калининград» осуществляет отдел водных ресурсов Невско-Ладожского бассейнового водного управления Федерального агентства водных ресурсов и Министерство развития инфраструктуры Калининградской области. Контроль и надзор за состоянием водных объектов находится в ведении управления Росприроднадзора по Калининградской области и Службы по экологическому контролю и надзору Калининградской области. Закрытые водные системы, водоёмы, копани, обводнённые карьеры, не имеющие прямой связи с водотоками, относятся к муниципальной собственности, остальные водные объекты находятся в собственности РФ.

В результате анализа нормативных документов, регулирующих охрану и использование водных ресурсов, выявлено, что управление водными объектами в регионах РФ основывается на нормах федерального законодательства без учёта природно-ресурсной и хозяйственной специфика субъектов Федерации. Применительно к Калининградской области необходимо осуществлять охрану вод, учитывая уникальность и единство гидротехнической системы области и города, отлаженная работа которой – гарантия защиты от наводнений, связанных с нагонными явлениями, заболачивания и подтоплений территории.

Основными задачами для рационализации водоохраной деятельности в г. Калининграде являются:

- а) повышение эффективности взаимодействия уполномоченных органов государственной власти по осуществлению мероприятий в области мониторинга, контроля и надзора;
- б) инвентаризация и паспортизация всех водных объектов г. Калининграда;
- в) реконструирование системы гидротехнических сооружений;
- г) усовершенствование технологического уровня очистки сточных вод;
- д) систематический мониторинг исследования за состоянием внутренних водных объектов г. Калининграда;
- е) формирование навыков экологического поведения населения.

Литература

1. Инвестиционный паспорт г. Калининграда, Калининград, май, 2014 г.
2. Отчёт Калининградского регионального отделения межрегиональной экологической общественной организации «Зелёный фронт» о деятельности за 2012 год. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://greenfront.su>
3. Салихова Е.В., Савостина О.А., Станченко Л.Ю. Этапы формирования основного узла гидрологической сети Кенигсберга-Калининграда (с 1255 г. по настоящее время). Сб.тр. «География и туризм», вып. 27, Киев: изд. Киевского нац. университета им. Т.Г. Шевченко, 2014.

МОРФОДИНАМИКА БЕРЕГА КАК КРИТЕРИЙ ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА РАЗВИТИЯ ПОБЕРЕЖИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЛЕТНЕГО БЕРЕГА БЕЛОГО МОРЯ)

Сафьянов Г.А., Репкина Т.Ю., Селезнева Е.В., Кунгаа М.Ч.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
safyanov.gen@yandex.ru, t-repkina@yandex.ru, seevgenia@gmail.com, mkungaa@gmail.com*

Безопасность освоения морских побережий и прогноз их развития определяются реакцией берегов на изменение природных (геолого-геоморфологических и гидрометеорологических) условий разных пространственно-временных масштабов и антропогенную нагрузку. Критериями оценки реакции берегов на меняющиеся условия являются: 1) изменение конфигурации береговой линии, 2) смещение вдоль береговой линии положения участков размыва и аккумуляции наносов, 3) изменение состава наносов. Первые два параметра могут быть оценены количественно на базе геоморфологической интерпретации данных дистанционного зондирования.

Рассматривается участок Летнего берега Белого моря, включающий открытое побережье Двинского залива и акваторию эстуария Унской губы. Район обеспечен достаточным для анализа многолетней изменчивости набором гидрометеорологических, картографических и дистанционных материалов. ГМС «Унский маяк» (1929 г. – настоящее время) расположена на СЗ входном мысу эстуария. Уровнемерные наблюдения (1911-2001 гг.) выполнялись на его СВ берегу в п. Пертоминск. Рельеф и отложения береговой зоны изучены в ходе мониторинговых наблюдений за динамикой пляжей и приливных осушек (2009-2011 гг.) и полевых исследований, выполненных в рамках НИР «Оценка рисков природных катастроф в береговой зоне» (июль-август 2012 г.).

Динамика открытого побережья Двинского залива определяется относительно высокой гидродинамической активностью и сложным расчленением рельефа мелководья, контролирующим угол подхода волн. Пролив (горло) Унской губы развивается под действием суперпозиции приливного течения и волнения, а также высоких нагонов, возникающих при ветрах северных и южных румбов. При этом важнейшую роль в динамике пролива играет сила Кориолиса, отклоняющая приливные и отливные течения вправо от оси движения [6]. Внутренние берега губы развиваются в относительно затишных условиях, в их динамике существенна роль нагонов и положение каналов стока.

Долгосрочная (тысячи – сотни лет) динамика берегов участка, как и в целом, Онежского п-ова, сводилась к постепенному выдвиганию береговой линии за счет постгляциального поднятия и ее выравниванию. Скорость голоценового поднятия в районе Унской губы составляла около 2 мм/год [6]. Близкие величины – 1.0-4.07 мм/год имеют скорости современного (1930-1990-ые годы) поднятия, рассчитанные по данным об изменении уровня моря в п. Пертоминск [2, 4, 5]. На склонах моренных холмов и гряд формировались берега абразионного типа. Заливы между ними, в том числе Унская губа, заполнялись наносами. Направление потоков наносов определялось соотношением характеристик волнения, приливных течений, конфигурации берегов и прибрежного мелководья. Берег Двинского залива к западу и востоку от горла Унской губы формировался в ходе последовательного причленения береговых валов, группирующихся в семь крупных генераций, отвечающих основным этапам развития берега. На внутренних

берегах губы, как и в настоящее время, развивались преимущественно низкие осушенные берега с малой мощностью наносов. В горле губы, под действием суперпозиции приливного (вдоль западного берега) и отливного (вдоль восточного берега) течений и волн открытого моря, трансформировавшихся в проливе, возникли песчаные косы, перемежающиеся с участками размыва моренных холмов и песчаных голоценовых террас. Преобладающие направления потоков наносов на протяжении этого времени были, в целом, стабильны, несмотря на неоднократные изменения климатических характеристик [6]. Это может указывать на важную роль структурно-литогенного контроля динамики берегов и устойчивость морфолитодинамической системы в долгосрочном масштабе времени. На восточном берегу горла губы строение береговых валов свидетельствует об однократном экстремальном размыве древних генераций и последующем изменении направления приращения аккумулятивных форм. Исходя из оценок скорости поднятия, размыв произошел около 1-1.5 тыс. лет назад.

Среднесрочная (1965-2010 гг.) динамика берегов оценена путем сопоставления положения береговой линии на топографической карте масштаба 1:100000 (1964-65 гг.) и космических снимках (КС) Landsat, размещенных в Google Планета Земля 6 (ситуация на 2010 г.), а также КС Landsat съемки 1987, 2001 и 2008 гг. При дешифрировании учитывалось фаза приливо-отливных колебаний (программа WXTide32) и доступная гидрометеорологическая информация [1, 2, 3]. Результаты дешифрирования заверены полевыми наблюдениями. Установлено, что в последние 45 лет сохранялись тенденции развития берегов, характерные для голоцена. Береговая линия открытого берега Двинской губы в 1965-2010 гг. развивалась, в целом, однонаправленно и обнаруживала тенденцию к выравниванию. На западной границе участка преобладали отступающие (до 50 м за 45 лет) и относительно стабильные берега. Вогнутый перегиб берега от оз. Мураканское до устья эстуария заполнялся наносами. Береговая линия выдвинулась за 45 лет на 50-100 м. Восточнее Унской губы отступление и выдвижение береговой линии, блокированной от действия СЗ волнения мысами, как правило, не превышало 50 м. Величина смещения берега (до 1-2 м/год) не позволяет выявить этапы активизации нарастания/отступления. Берега горла Унской губы развивались неравномерно во времени и более динамично (скорости смещения до 5 м/год). Характерно перемещение наносов аккумулятивными формами - постепенное нарастание и смещение к югу дисталей песчаных кос, а затем - относительно быстрое их разрушение и транспортировка высвободившихся песков в акваторию губы. В 1965-1987 гг. размыв берегов пролива был, в целом, интенсивнее, чем в последующем. Активизация размыва связана с большей ветро-волновой активностью этих десятилетий и отдельными сильными штормами (1965, 1973, 1975 и 1985 гг.) [3].

Реакция берегов участка на штормовой нагон 15-16 ноября 2011 г., сопоставимый с возможным 1 раз в 50-100 лет, оценена на основе дешифрирования КС Spot5 (разрешение 3.1 м) съемки 22.07.2010 г. и 28.05.2012 г. и полевых наблюдений. Использование КС съемки 2010 г. обосновано сопоставимыми с разрешением снимка среднемноголетними темпами смещения берегов участка. КС съемки 2012 г. характеризует обстановку на берегах, недавно освободившихся от ледового покрова и еще не восстановившихся после экстремального шторма, предшествовавшего ледоставу. В ходе полевых работ для оценки динамики берега использованы геоморфологические и ландшафтные признаки и результаты опроса местных жителей. В п. Пертоминск выполнены повторные (2009-2012 гг.) инструментальные измерения положения бровки берегового уступа.

Шторм, продолжавшийся около суток, был связан с прохождением глубокого циклона. В Двинской губе скорости ветров (от С до ЗСЗ румбов при преобладании СЗ) достигали на ГМС Архангельск и Северодвинск 14-15 м/с (порывы до 20-23 м/с) [1], на ГМС Унский Маяк – до 18 м/с [3]. Максимальная высота ветровых волн (ГМС Унский Маяк) составила 1.3 м, что существенно меньше наибольших зафиксированных на станции величин (4.0 м в октябре 1988 г.). Однако, в результате наложения индуцированной в Баренцевом море длинной нагонной волны и ветрового нагона, уровень на всей акватории Белого моря поднялся на 1.5-2 м выше среднего в прилив. Высокий уровень воды сохранялся в течение суток после окончания шторма.

Сочетание экстремально высокого уровня моря и заметного волнения привело к активизации литодинамических процессов и перестройке рельефа береговой зоны. На берегах *абразионного типа* усилился размыв. Ведущие механизмы и величину разрушения берегов определили литология береговых уступов и их ориентировка относительно преобладавшего направления волнения. Наибольшие величины отступления (1-3 м, редко – до 5-7 м) наблюдались на *абразионных берегах, выработанных в песчаных отложениях*. Мощность отложений пляжа и осушки уменьшилась на 10-40 см. На *абразионно-оползневых берегах* активизировались оползневые процессы. Однако бровка берегового уступа (по измерениям относительно местных реперов), сместилась не более чем на 1 м. Подножие уступа оставалось практически стабильным. Наиболее масштабные изменения испытали *аккумулятивные пляжевые* песчаные берега. Характер морфолитодинамических процессов на берегах этих типов соответствовал, в целом, среднесредневековым тенденциям, однако темпы переформирования берегов возросли в несколько раз. На открытых берегах Двинского залива бровки террас отступили на величину до 5-7 м; авандюны, окаймляющие современные террасы, нарушены или полностью размыты. Пляжи уплощены, частично размыты (отступление до 10-14 м), а песок с пляжа вынесен на осушку. Песчаные аккумулятивные формы на осушке и мелководье, в 2009-2011 гг. находившиеся в стабильном состоянии, частично перестроены. Величина остаточных деформаций на осушке – до 0.5-0.7 м. Однако в зонах разгрузки потоков наносов отмечен рост аккумулятивных форм – выдвижение пляжей и формирование на осушке и мелководье новых береговых валов. В проливе горла Унской губы, особенно на его западном берегу, существенно ускорилось перемещение аккумулятивных форм внутрь эстуария. Величина размыва современных и позднеголоценовых кос достигла на западном берегу 20-30 м. На участках аккумуляции наносов берег выдвинулся на 5-35 м, на мелководье сформировались крупные подводные и осушные косы. Низменные *осушные берега* были затоплены, что, однако, не привело к существенным морфологическим последствиям. Полевые исследования (июль-август 2013 г.), показали, что за два года, прошедших после нагона, морфологические и литологические следы экстремального события по-прежнему отчетливы. Полная релаксация береговой зоны не произошла.

Выводы. 1) Основные тенденции развития берегов участка сохраняются со среднего голоцена и проявляются как в долгосрочном (сотни и тысячи лет), так и среднесрочном (десятилетия) масштабах времени. Это связано с продолжающимся постгляциальным поднятием, в значительной мере нивелирующим реакцию берегов на климатические изменения, и значимой ролью структурно-литогенной основы в динамике берегов. 2) Характер реакции берегов участка на экстремальные события различен на

берегах разных генетических типов и соответствует, в целом, среднемноголетним тенденциям развития берега. При этом темпы переформирования берегов возрастают в 2-10 раз по сравнению со среднемноголетними. 3) Выявленные закономерности позволяют считать морфодинамические характеристики поднимающихся берегов надежной основой долгосрочных и среднесрочных прогнозов развития побережья. 4) Наиболее уязвимы к воздействиям экстремальных штормов и нагонов песчаные аккумулятивные пляжевые и лагунные берега. Берега этих типов наиболее заселены и используются в рекреационных целях. Величина ущерба, причиненного штормом, существенно возросла в результате застройки берегов, потенциально подверженных воздействию экстремальных явлений.

Работы поддерживались проектами РФФИ 13-05-126а, 13-05-324а.

Литература

1. Архив данных по ГМС России за 2005-2010 гг. (<http://www.rp5.ru/>)
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II. Белое море. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 240 с.
3. ЕСИМО. Атлас "Климат морей России и ключевых районов Мирового океана. Белое море". (<http://www.esimo.ru/atlas/Beloe>).
4. Инжебейкин Ю.И. Однонаправленные движения в колебаниях уровня Белого моря // Колебания уровня моря. СПб.: РГГУ, 2003. С. 31-39.
5. Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры: геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы. М.: Наука, 1977. 240 с.
6. Сафьянов Г.А., Репкина Т.Ю. Динамика берегов Унской Губы (Летний берег Белого моря) // Геоморфология. 2013. № 1. С. 82-89.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ГЕОСИСТЕМ И ПРОГНОЗНЫЕ АСПЕКТЫ НЕБЛАГОПРИЯТНЫХ И ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ НА ЮГЕ РОССИЙСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Скрыльник Г.П.

*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток,
skrylnik@tig.dvo.ru*

На территории Дальнего Востока наиболее широко распространены опасные природные явления (ОПЯ), связанные с колебаниями климата (Скрыльник, 1994; Короткий, Коробов, Скрыльник, 2011; Скрыльник, 2014). Это наводнения, сели, ураганы, снежные лавины, шторма и штормовые нагоны, ураганы и смерчи. Они вызывают эрозионно-аккумулятивные процессы в речных долинах, размыв морских побережий и подводного берегового склона, обвалы, оползни, дефляцию и т.п.

ОПЯ еще до недавнего прошлого (в целом, до середины голоцена) в регионе протекали очень активно, о чем свидетельствует широкое проявление разнообразных экстремальных и катастрофических процессов на отдельных возрастных рубежах (лесные пожары – около 5,5 тыс., 2,8 тыс., 1,87 тыс., 0,5 тыс. л.н. – в бассейнах рек Самарги, Единки, Партизанской, Киевки и др.), штормовые нагоны (около 4,7 тыс., 2,4 тыс., 1,3

тыс., 0,6 тыс.л.н.) и, возможно, цунами (4,8 тыс., 3,6 тыс., 2,8 тыс., 0,94 тыс.л.н. – Южные Курилы).

Протекание ОПЯ и их аномальное проявление в морфогенезе еще сдерживается относительно высокой устойчивостью и пластичностью естественных геосистем (ГС).

Эффект даже небольших цунами (май 1983 г.; июль 1993 г. – с высотой подъема уровня моря от 1,5 до 4,0 м) по своей морфогенетической значимости (размыв абразионных, абразионно-денудационных и аккумулятивных берегов, нагон воды в устья рек с подачей песчаного материала на подводный береговой склон) значительно превосходит суммарное воздействие катастрофических штормов (1962-1982 гг.).

Частота повторяемости экстремальных (особенно, критических) процессов и их воздействий на ГС в повышенно энергонапряженных материковых окраинах российского Дальнего Востока в последние десятилетия возрастает. В итоге усложняется организация и повышается устойчивость ГС. Аномальные процессы (АП) для ГС все больше и больше становятся типичными, т.е. рамки «природных рисков» и (или) катастроф расширяются.

Относительное снижение суммарного эффекта наметившегося естественного усиления АП идет за счет «привыкания» к ним ГС; морфогенетического – в связи с общей тенденцией уменьшения темпов глубинной эрозии и выполаживания системы придолинных склонов (во внутригорных районах) и благодаря стабилизации уровня океана и формированию профиля динамического равновесия в системе «клиф-бенч» (в береговой зоне). Дальнейшее усиление естественной континентальности климата предопределяет направленное возрастание в рельефообразовании роли АП и катастроф, с явным преобладанием возрастающих техногенных катастроф (их количества и размеров – Осипов, 2002; Голубчиков, 2003). Это может быть связано на Дальнем Востоке, по нашему мнению, как с естественными природно-климатическими перестройками на высоких уровнях организации ГС, так и с масштабными антропогенными воздействиями, выходящими за локальные и региональные уровни.

Вероятно, вклад антропогенных факторов (как по-отдельности, так и в суммарном выражении) будет существенно различным, в зависимости от конкретного (повышенного или пониженного по напряженности) «эндо-» и «экзофона», особенно – в условиях сближения «порогов» аномальных и типичных процессов (Скрыльник, 2005).

На основании многолетнего ряда наблюдений (2010-2012 гг.) за динамикой рельефа в рамках проведения мониторинга окружающей среды на стадии строительства трубопроводной системы «Восточная Сибирь – Тихий океан» (ВСТО-II) на территории Приморского края (Госконтракт № 2/0254/10/ЭК от 01.04.2010 г. с ООО «ЦНИИП «Трансгеопроект») был получен ценный тематический материал. В качестве примера из нескольких полученных нами десятков «пар» пространственно-временных динамических состояний рельефа по трассе нефтепровода приведем только две «пары» (рис. 1).

Проведенные работы, в частности, показали, что на фоне типичной – в целом незначительной эрозионной опасности, максимальный риск эрозионного расчленения для всей территории – в условиях бывшей формы и вида строительства, был наиболее вероятен на участках пересечения трассой нефтепровода малых и временных водотоков, имеющих относительно значительные площади водосбора. Опасность этих явлений усугублялась тем фактом, что часто до 80-85 % осадков (от их общего количества за год) выпадало на территории края с июня по сентябрь.



Рис. 1. Ложбины стока и возникающие молодые эрозионные врезы.

В то же время, отрицательный эффект активизации эрозионных процессов в пределах трассы вполне возможно исключить или минимизировать. Для этого, прежде всего, необходимо:

1) Участки выпуклой насыпи над трубой желательно «спланировать», а боковые кюветы «заполнить», чтобы поверхностный, площадной сток влаги с соседних склонов (после выпадения атмосферных осадков) мог бы не застаиваться перед «линейной насыпью» и в дальнейшем не трансформироваться в точечные линейные «врезы в насыпь», а беспрепятственно «уходить» ниже за трассу.

2) В местах пересечения трассой временных водотоков – их русловой сток в нижней части, со стороны склонов, «зарегулировать в трубы», которые «врезать» над трубой нефтепровода. Таким образом - оборудовать своеобразные «водопропуски» в насыпи над трубой нефтепровода. Тогда вся вода временных водотоков будет уходить за трассу, не оказывая на нее никакого воздействия. Тем самым, размывы насыпи над трубой нефтепровода будут исключены.

«Природные риски», в своем содержании, всегда включают экологический аспект. Они «проявляются» в естественных и (или) антропогенных обстановках и условиях – как результат определенного усложнения комплекса системообразующих факторов и процессов: типичных (в частности, из-за кумулятивного эффекта их воздействий) и экстремальных (из-за перехода критических в кризисные). Именно различные их воздействия и взаимодействия и предопределяют те или иные уровни возможных «природных рисков» для Человека. Это перекликается с теорией «самоорганизованной критичности» (Пер Бак, Кан Чен, 1991), согласно которой системы с большим количеством взаимодействующих компонентов естественно эволюционируют к критическому и далее – к кризисному состоянию.

Экзогенные кризисные обстановки и катастрофы, в известной мере, прогнозируемы, т.к. контролируются конкретными соотношениями тепла и влаги на том или ином ветровом фоне. Техногенные катастрофы в принципе также просчитываются. Эндогенные риски трудно и редко корректно предугадываются. В целом же, это позволяет все же вносить определенные коррективы в практику рационального природопользования.

Современное Устойчивое Развитие российского Дальнего Востока согласуется с естественными тенденциями физико-географических провинций (на 1000 лет вперед – континентализация всей природно-ландшафтной обстановки; по В.В. Никольской, 1974). Оно может быть нарушено антропогенным прессом на всех уровнях организации ГО: - “усилится” из-за площадных рубок лесов на региональном уровне; “снизится” из-за возможных кризисных “выбросов” в атмосферу техногенных веществ и вызываемого этим потеплением климата на континентальном уровне; и т.д. Результирующая этих колебаний неизвестна, но геоэкологические риски вполне вероятны. Следовательно, проведение мероприятий по нормализации природной среды крайне актуально.

НЕОБЫЧНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ – КАЛЬДЕРООБРАЗНЫЕ ПРОВАЛЫ НА СВОДАХ НОВЕЙШИХ АНТИКЛИНАЛЕЙ: ОПИСАНИЕ И ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Стром А.Л.

ЦСГНЭО – филиал ОАО "Институт Гидропроект", Москва, Россия

strom.alexandr@yandex.ru

В Центральном Тянь-Шане, на правом берегу р. Нарын, в верховьях ручьев Кызылкель и Джумдыбулак выявлены необычные геоморфологические образования – два кальдерообразных провала на сводах новейших антиклиналей, при формировании которых значительные объемы горных пород “исчезли” в недрах земли.

Крупнейшая и наиболее выразительная дислокация "Кызылкель" представляет собой ромбовидную в плане котловину размером 2×3 км и глубиной от 400 до 700 метров (рис. 1). Впервые она была описана Л.Н. Орловым [5], который, отметив "провальный" характер дислокации, и предположив, что она образовалась при сильном доисторическом землетрясении, не предложил, однако, конкретного механизма формирования такого провала. Днище котловины, объем которой составляет $\sim 3 \text{ км}^3$, ровное, наклонено в южном направлении. Борта крутые, в северной части осложнены обвалами и срезают мелкие формы рельефа, сформировавшиеся на своде новейшей антиклинали гор Санташ до образования котловины. Южный борт котловины прорезан долиной ручья Кызылкель, который размыл и вынес примерно $50 \times 10^6 \text{ м}^3$ горных пород из ее южной части (рис. 2).

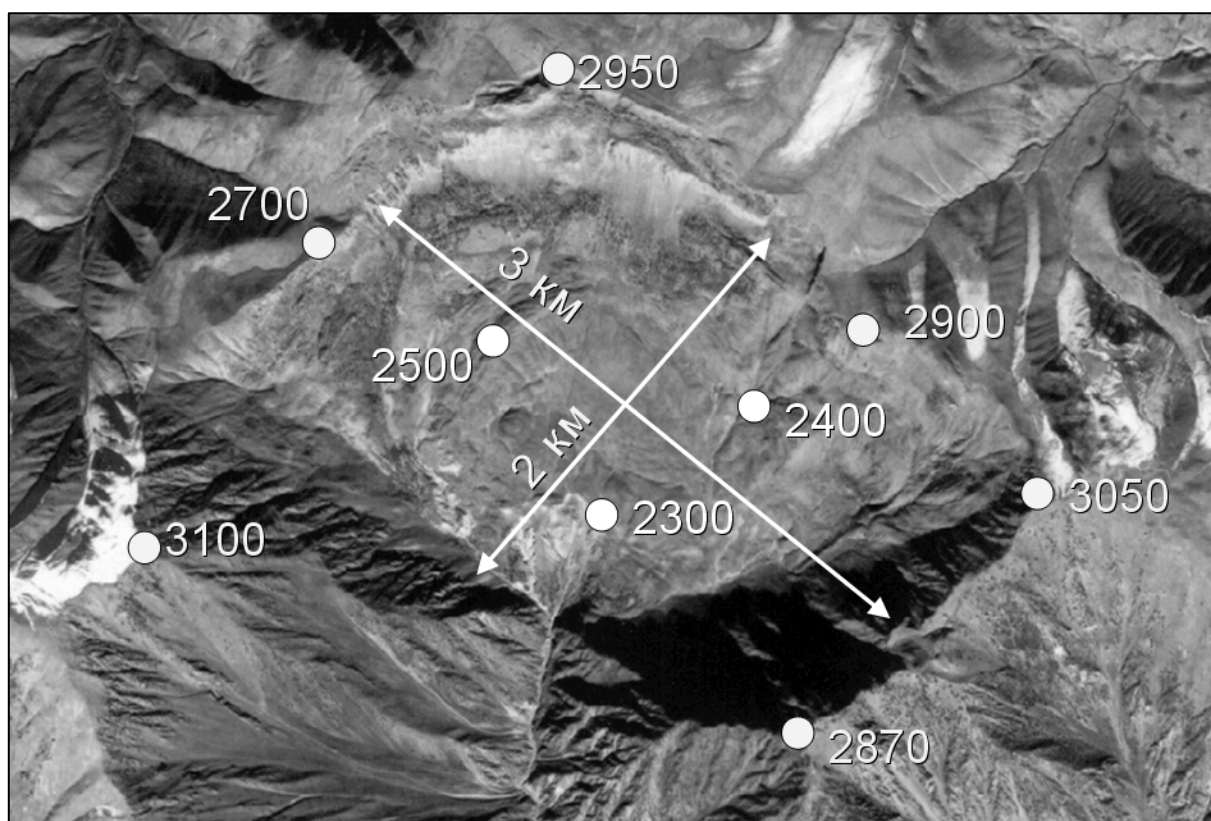


Рис. 1. Космический снимок дислокации "Кызылкель". Цифрами обозначены отметки рельефа вне и внутри котловины.

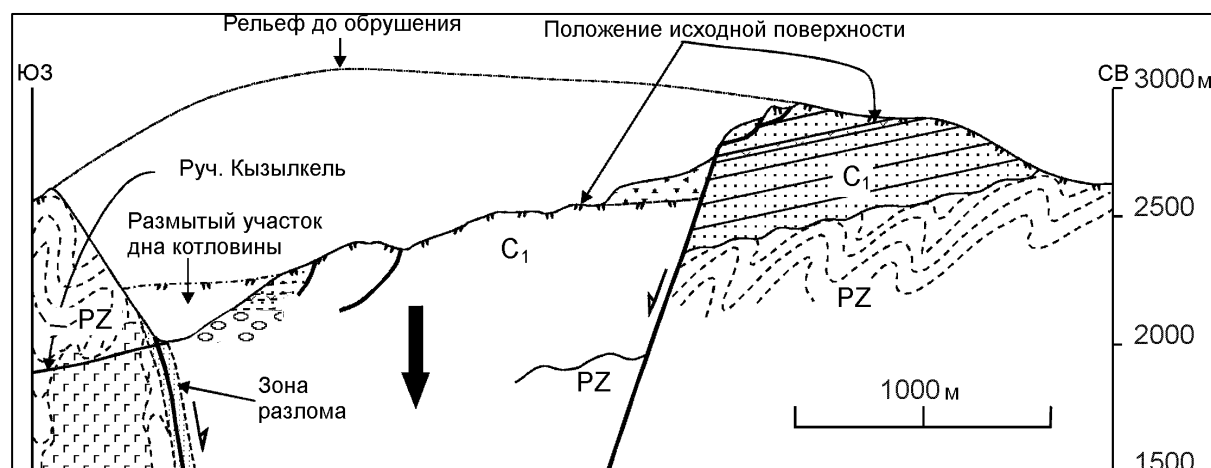


Рис. 2. Схематический разрез через дислокацию "Кызылкель".

В геологическом отношении горы Санташ представляют собой новейшую брахиантиклинальную складку размером примерно 30×10 км и высотой около 2 км. Брахиантиклиналь сложена интенсивно дислоцированными глинистыми сланцами ордовика, прорванными интрузиями кислого и основного состава и перекрытыми красноцветными песчаниками и конгломератами карбона. Последние слагают исключительно северную часть бортов котловины, в то время как ее южный борт, прорезанный долиной ручья Кызылкель, сложен зеленовато-серыми породами, являющимися источником материала для делювиально-колювиальных отложений, залегающих на бортах долины, которые резко контрастируют с примазками красноцветного пролювия, покрывающими нижнюю часть бортов долины ручья Кызылкель до высоты в несколько десятков метров. Источником этого материала и являются красноцветы, которые могли быть вынесены только после "вскрытия" котловины вследствие попятной эрозии. Т.е. изначально котловина была замкнута, и ее южный борт был прорезан ручьем позже. Каких-либо выраженных в рельефе молодых разрывов, которые можно было бы проследить за пределы котловины, не обнаружено.

Вторая дислокация – "Джузумдыбулак", размером примерно $1 \times 0,6$ км и глубиной 200-300 м – располагается примерно в 30 км западнее, в осевой части соседней антиклинали. Она существенно меньше по объему (примерно $0,12 \text{ км}^3$), менее выразительна и целиком располагается в пределах крупного гранитного массива. В отличие от дислокации "Кызылкель", расположенной непосредственно на своде антиклинали, борта которой срезают мелкие формы рельефа, сформировавшегося на этом своде до образования провала, дислокация "Джузумдыбулак" находится на борту достаточно глубокой долины, прорезанной ручьем, по-видимому, еще до ее образования.

Единственным аналогом описываемых дислокаций является "структура Битут", образовавшаяся в эпицентральной зоне катастрофического Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. с $M_{8.2}$ [3]. Ее объем примерно на порядок уступает размерам дислокации "Кызылкель". Н.А. Флоренсов и В.П. Солоненко, описавшие эту дислокацию, объясняли ее образование, как следствие резкого подъема примерно на 3 м клинообразного в разрезе блока шириной 17 км, ограниченного сейсмогенными разрывами, что привело к растяжению в его верхней части. Величина растяжения сопоставима с дефицитом пространства, выявленном при сопоставлении рельефа участка до и после землетрясения.

Непонятно, однако, как растяжение, которое должно было охватить всю верхнюю часть этого клина, одномоментно сконцентрировалось на ограниченном участке, куда и "провалился" блок дислокации "Битут". Что касается генезиса дислокации "Кызылкель", то, с учетом ее размеров, такой механизм просто не подходит и для объяснения ее происхождения нужно найти соответствующее "свободное пространство" в недрах земли.

Эрозионное, вулканическое или метеоритное (астроблема) происхождение котловин исключено. Учитывая состав пород, слагающих новейшие антиклинали (метаморфизованные глинистые сланцы, граниты), нет оснований рассматривать описанные котловины, как карстовые образования. Отсутствие сопоставимых по возрасту разрывов, выходящих за пределы котловин, исключает их интерпретацию, как структур типа *pull-apart*. Не удастся объяснить их образование и как результат растяжения в своде антиклинали, образующейся в результате продольного изгиба, так как в этом случае должны образовываться протяженные грабены, вытянутые вдоль оси антиклинали, а не

относительно изометричные кальдерообразные провалы. Отмечу, что дислокация "Кызылкель" образовалась не постепенно, а в результате катастрофического провала части свода, на котором уже успел сформироваться ярко выраженный эрозионный рельеф.

По моему мнению, описанные провалы могли образоваться в результате отслаивания верхней части жесткой коры мощностью в несколько километров от нижележащих горизонтов в ходе складкообразования, и последующего обрушения свода антиклинали в образовавшуюся полость [8]. Это согласуется с развиваемой в настоящее время моделью формирования новейшей структуры Тянь-Шаня под действием поперечного сжатия и при определяющей роли движений по надвигам, выполаживающимся с глубиной [4, 2, 1].

Воздымание сводов крупных брахиантиклинальных складок, размеры которых сопоставимы с размерами новейших антиклиналей Тянь-Шаня, в ходе складкообразования имело место и в некоторых Альпийских складчатых областях, например, в Дагестане. Но здесь под достаточно жестким карбонатным комплексом, бронирующим эти антиклинали, залегает мощная толща, сложенная пластичными терригенными породами – глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками, которые "перетекали" в ядра антиклиналей, формируя в них мелкую интенсивную складчатость. В нашем же случае под достаточно жестким палеозойским комплексом залегает, очевидно, еще более жесткий комплекс докембрийских отложений. Именно поэтому при короблении верхней части коры в благоприятных условиях, как мне представляется, и возможно отслаивание и формирование таких "тектонических пещер".

Может ли столь значительная полость в ядре новейшей антиклинали существовать в течение периода времени, достаточного для формирования эрозионного рельефа на ее своде? В пользу этого указывают данные о размерах крупнейших залов карстовых пещер на Борнео, в южном Китае и в Папуа – Новой Гвинее, длиной и шириной в сотни метров. Помимо этого, при проходке ряда глубоких тоннелей отмечался арочный эффект, когда напряжения в приповерхностной части хребтов превышали напряжения в их внутренних частях [7], что должно способствовать сохранению полости в недрах земли.

Предлагаемый механизм объясняет как дефицит пространства, возникающий при формировании описываемых морфоструктур – кальдерообразных провалов на сводах новейших антиклиналей, так и временную последовательность в развитии рельефа этих участков: складкообразование и формирование хребтов-антиклиналей → формирование эрозионного рельефа на своде антиклинали → образование провала на своде.

Литература

1. *Абдрахматов К.Е.* Внутриконтинентальное горообразование и сейсмическая опасность (на примере Тянь-Шаня). Бишкек, Инстанат, 2013, 119 с.
2. *Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия. Геодинамика в кайнозое. М. Геос, 2012, 186 с.
3. Гоби-Алтайское землетрясение. М., изд-во АН СССР, 1963, 391 с.
4. *Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д., Дергунов Н.Т., Ефимова Н.Н., Леонов М.Г., Мунирова Л.М., Павленкин А.Д., Рёкер С., Рослов Ю.В., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г.* Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар-Сонкёль), Геотектоника. 2010. № 2. 23-42.

5. Орлов Л.Н. О конематике и динамике шарьяжей на границе Северного и Срединного Тянь-Шаня. Сейсмоструктурная и сейсмичность Тянь-Шаня, Фрунзе, Илим, 1980, 50-59.
6. Садыбакасов И. Неотектоника центральной части Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1972, 116 с.
7. Kastner H. Statil des Tunnel – und Stollenbaues, Springer-Verlag, Berlin, 1962.
8. Strom A., Groshev M. Mysteries of rock masses destruction. Rock Mechanics: New Research. New York, Nova Science publishers, Inc., 2009. 211-231.

ПРОГНОЗ НЕГАТИВНЫХ ПОСЛЕДСТВИЙ ПРИ ИЗМЕНЕНИИ ЭВОЛЮЦИОННОГО СОСТОЯНИЯ ДЕЛЬТОВО-ЭСТУАРИЕВОЙ МОРФОЛИТОСИСТЕМЫ ДОЛИНЫ Р. ВЕЛИКОЙ

Татарников О. М., Воробьев К.В.

Псковский государственный университет, kaf.geografii@mail.ru

Низовье реки Великой представляет собой самостоятельную морфолитосистему, образованную её дельтой и отрезком подтопленного доледникового вреза долины этой реки. Формирование данной дельтово-эстуариевой морфолитосистемы началось в позднеледниковье, продолжалось в раннем и среднем голоцене и осуществляется в настоящее время.

Её дельтовая подсистема расположена в 8,0 км северо-западнее г. Пскова при впадении реки Великой в Псковское озеро, в окрестностях дд. Горки, Муромицы, Большой и Малой Листовки, Устье и занимает площадь в 2,7 км². Её образуют около 40 крупных и мелких низких островов, которые разделены протоками. Плоская поверхность низкой островной суши имеет абсолютные отметки 30,3-31 м, едва превышающие урез воды в протоках (30,1 м абс. отм). В связи с этим в период весеннего половодья большая часть этой суши затопливается, а в остальное время занята заливными лугами или заболочена. Основу этих островов составляют озерно-аллювиальные осадки, представленные гумусированными мелкозернистыми песками, алевролитами и глинами. В своей прибрежной части острова заросли бичевником и тростником, однако большая их площадь покрыта гидрофильной травянистой растительностью.

Крупные протоки дельты (Гладышная, Средняя, Ворона) имеют ширину от 100-200 до 300-400 м. Их глубины в осевой части составляют 5,0-8,0 м. В активных протоках донные отложения представлены мелкозернистыми кварцево-полевошпатовыми песками с включением зёрен гравия и гальки из скандинавских кристаллических и местных карбонатных пород, а также раковин пресноводных моллюсков различной степени сохранности. В отмирающих протоках, затоках и заливах накапливаются сапропелевые осадки, представленные опесчаненными органогенными илами серовато-черной или коричневой окраски с включением обилия раковин пресноводных моллюсков. Мощность таких осадков составляет от 0,5-1,0 до 2,0-3,0 м, и залегают они на толще моренных, озерно-ледниковых или аллювиальных отложений.

Эстуариевая подсистема занимает подтопленное низовье доледниковой долины р. Великой на отрезке от дд. Устье, Муромицы до устьевых участков долин правых

притоков этой реки – р. Черехи и р. Многи и Выбутских порогов, при этом большая часть ее береговой территории расположена в пределах площади городской застройки областного центра. В состав эстуария следует также включать затопленные низовья правых и левых притоков р. Великой (рр. Каменка, Мирожка, Многа, Череха). Глубины эстуария изменяются от 4,0-5,0 м в верховье до 6,0-8,0 м и более в низовье (до 12 м у Снятной горы). Сопоставление абсолютных отметок уреза воды в Псковском озере с его средними глубинами (около 2-3 м), с такими же для эстуария, свидетельствует о том, что днище последнего ниже дна водоприемного водоема более, чем на 4,0-5,0 м. Донные отложения эстуария представлены мелко- и среднезернистыми кварцево-полевошпатовыми песками с включением редкой гальки и гравия из карбонатных и кристаллических пород и раковин пресноводных моллюсков. Мощность таких аллювиальных осадков достигает нескольких метров, и подстилаются они плейстоценовыми водно-ледниковыми и моренными отложениями, которые заполняют глубокий (до 20-30 м) доледниковый врез русла долины реки Великой. В пределах площади эстуарной подсистемы в долине р. Великой выражена узкая, шириной до 100-200 м, цокольная пойма высотой в 2,0-3,0 м и первая надпойменная терраса цокольного типа, высота которой вниз по течению повышается от 6,0-8,0 до 10-12 м, а на южной периферии эстуария ее поверхность сливается с нижним уровнем Псковской озерно-ледниковой равнины (38-40 м абс.отм.).

Длина дельтово-эстуариевой системы составляет около 20 км при её ширине от 200 до 300-400 м. Абсолютные отметки уреза воды в ее верховье имеют 30,8 м, а в низовье – 30, 1 м. При таком небольшом падении скорость течения воды составляет всего 0, 2 м/сек, а во время длительного преобладания северо-западных ветров и при высокой нагонной волне течение в водной массе эстуария фактически отсутствует. Во время весеннего половодья уровень воды в дельтово-эстуариевой системе повышается в среднем на 3,0-4,0 м. Однако, во время максимальных половодий зафиксирован уровень поднятия воды до 8,0-8,5 м [5, 6].

Формирование дельтово-эстуариевой морфолитосистемы тесно связано с формированием акватории Псковско-Чудского озера. В конце позднего плейстоцена-начале голоцена, после спуска вод последнего Чудского приледникового озера, в южной части осушенной Псковско-Чудской впадины сохранился только его реликт – Малое Чудское озеро с уровнем около 20 м абс. отм., в который впадала р. Великая. Однако, вследствие снятия ледниковой нагрузки и развития компенсационных дифференцированных гляциоизостатических поднятий земной коры, северная периферия субмеридиональной доледниковой Псковско-Чудской впадины поднималась несколько быстрее, чем её южная. Это вызвало перекося данной впадины в южном направлении, что привело к нарушению стока вод из Малого Чудского озера по реке Нарве в акваторию формирующегося Балтийского моря. В связи с этим началось постепенное заполнение её водными массами и трансгрессия последних в южном направлении. В результате ликвидировалось нижнее звено долины р. Великой, приуроченное прежде к осушенной южной части Псковско-Чудской впадины и формирование в ней к концу суббореала – началу субатлантика озерного водоема соотносительно стабильным уровнем около 27,0-28,0 м.абс. отм. Это подтверждается существованием на глубине 2,0-2,5 м, ниже современного (30,04 м абс. отм.) уровня воды в южной и северо-восточной частях акватории Псковского озера, в Теплом озере и вдоль восточной части акватории

Чудского озера площадки и уступа подводной озерной террасы. В то же время в прибрежной части Псковского озера, там, где в него впадает р. Великая, началось формирование авандельты рукавного типа [3, 4, 6, 7].

В позднем голоцене новый этап неравномерного гляциоизостатического поднятия явился причиной повышения уровня вод в Псковском озере до абсолютных отметок 30,0 м, что вызвало подтопление дельты, трансформации ее в островной тип и оформление современной дельтово-эстуариевой морфолитосистемы. Следует отметить, что трансгрессия вод Псковско-Чудского водоема в южном направлении продолжается до настоящего времени. По имеющимся сведениям [1, 2], южное побережье Псковского озера оконтуривает изобазы в 1,0 м, а за последние 1600 лет скорость поднятия уровня воды в этом озерном водоеме составляет в среднем 0,6 мм/год. Это позволяет прогнозировать сценарий изменения состояния современной дельтово-эстуариевой геосистемы в текущем тысячелетии и связанные с этим негативные последствия. По-видимому, произойдет постепенная деградация современной дельты р. Великой, и низовье долины этой реки трансформируется в залив Псковского озера. В верховье этого залива, несколько ниже современных Выбутских порогов, примерно на отрезке долины р. Великой от устья р. Черехидо д. Высоцкое, начнет формироваться новая дельта этой реки. Кроме гляциоизостатического поднятия, на скорость развития этого сценария может повлиять также климатический фактор. В связи с тем, что явления и результаты прогнозируемого сценария будут развиваться в пределах площади г. Пскова, к ожидаемым негативным последствиям следует отнести регулярное подтопление территории площадки пойменной террасы рр. Великой, Псковы, Черехи в пределах площади областного центра и его ближайшей округи во время весеннего половодья на 2,0-3,0 м. В целях предупреждения возможных чрезвычайных ситуаций и финансовых потерь, необходимо в будущих архитектурных планах развития г. Пскова предусмотреть ограничение освоения жилищной застройкой и любой хозяйственной инфраструктурой пойменной террасы рек внутри областного центра и рекомендовать использовать их территорию только в рекреационных целях в виде зеленой зоны.

Литература

1. Желнин Г.А. Результаты изучения современных движений Прибалтики // Современные движения земной коры. Тарту: ТГУ, 1973. С. 79-87.
2. Мийдел А., Раукас А., Пиррус Р., Ряхни Э. Основные этапы развития впадины Псковско-Чудского озера // История озер в голоцене. Л.: ГО СССР, 1975. С. 50-55.
3. Карпухина Н. В., Татарников О. М. Генезис и эволюция Псковско-Чудской впадины // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты (Тр. VI Щукинских чтений). М.: МГУ, 2010. С. 430-431.
4. Раукас А., Ряхни Э. О геологическом развитии впадины и бассейнов Чудского и Псковского озер. // Изв. АН. ЭССР. Сер. химия-геология. Вып. 18, №2, 1969. С. 113-127.
5. Татарников О.М. Геолого-геоморфологическая характеристика дельты реки Великой // Экологический мониторинг дельты реки Великой. Ч. I. - Псков: ПГПИ, 2003. С. 5-8.
6. Татарников О.М. Эволюция дельтово-эстуариевой системы реки Великой. // Экологический мониторинг дельты реки Великой. Ч. II. - Псков: ПГПИ, 2004. С. 5-7.

7. *Татарников О.М.* Влияние изменения базиса эрозии р. Великой в позднеледниковье и в голоцене на расселение мезолитического и неолитического человека (М-лы 58 семинара им. В. В. Седова «Археология и история Пскова и Псковской земли» // Москва-Псков: ИА РАН, 2013. С. 318-321.

СОВРЕМЕННАЯ АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ: РОСТ ЭКСТРУЗИВНОГО КУПОЛА, ЭКСПЛОЗИВНЫЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ И ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ В ПРОКСИМАЛЬНОЙ ЗОНЕ

Тембрел И.И., Горбач Н.В.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

Шивелуч – один из наиболее часто извергающихся вулканов Камчатки, расположенный в 45 км к северу от поселка Ключи (Рис. 1). Преобладающими типами его современной активности являются катастрофические плинианские извержения и рост экструзивных куполов, а среди изверженных продуктов вулкана преобладают роговообманковые андезиты [3]. Последнее катастрофическое извержение произошло 12 ноября 1964 г. В начале извержения была разрушена серия экструзивных куполов в кратере и образована обломочная лавина объемом 1.5 км^3 , отложения которой покрыли площадь около 100 км^2 . Далее последовало мощное плинианское извержение с подъемом эруптивной колонны до 10-15 км и выносом ювенильной пирокластики в виде тефры и пемзовых пирокластических потоков. Пирокластические потоки достигали длины 18 км, общий объем их отложений составил $0.3-0.5 \text{ км}^3$ [2].

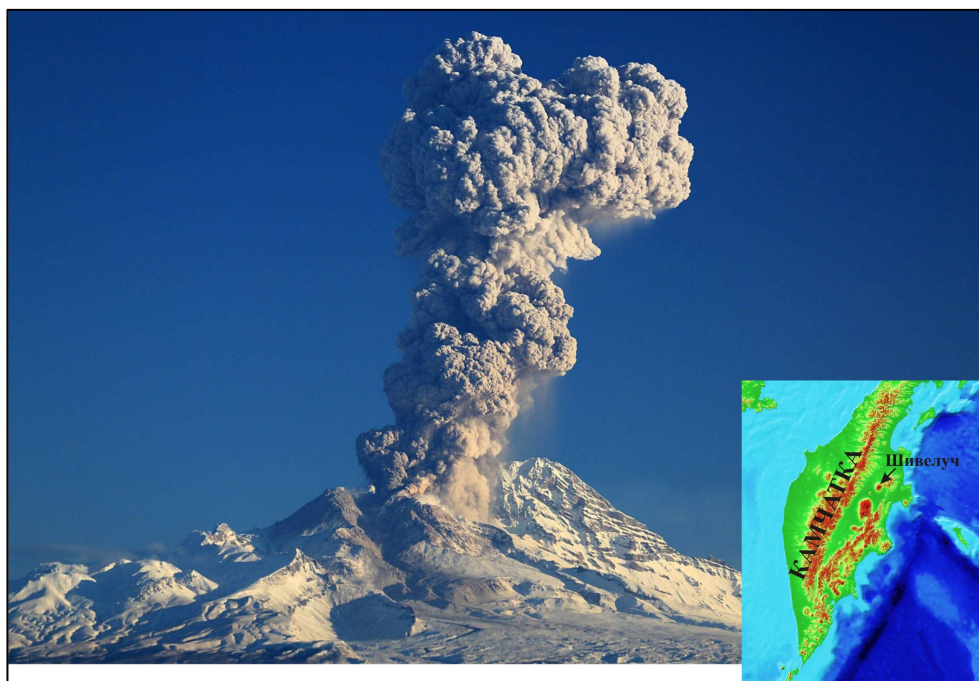


Рис. 1. Вид на вулкан Шивелуч с юга из поселка Ключи 23 ноября 2014 г. Над растущим экструзивным куполом поднимается пепловый выброс высотой до 8 км м над уровнем моря. Фото Ю.В. Демянчука. На врезке показана позиция вулкана.

С 1980 г. активность вулкана связана с ростом экструзивного купола в кратере извержения 1964 г. Рост купола происходит неравномерно и сопровождается эксплозивными извержениями различной мощности. Наиболее крупные из таких извержений произошли в апреле 1993 г., мае 2001 и мае 2004 гг., феврале и сентябре 2005 г. и в октябре 2010 г. На прилегающих к вулкану территориях (0-35 км от растущего купола) главную опасность таких извержений представляют собой пирокластические потоки и лахары. На более удаленных расстояниях основными факторами вулканической опасности являются пеплопады и пепловые шлейфы, несущие серьезную угрозу для авиации [1].

В докладе будут рассмотрены факторы вулканической опасности современных извержений Шивелуча в проксимальной (ближней к вулкану) зоне.

Раскаленные лавины

Поступление на поверхность экструзивной лавы сопровождается образованием лавин раскаленного материала на склонах растущего купола вследствие его гравитационной неустойчивости. Дальность прохождения таких лавин зависит от объема вовлеченного материала и, как правило, ограничивается подножием купола – около 2-3 км. Наиболее крупные лавины могут распространяться до 5 км от растущего купола. Согласно полевым наблюдениям, выполненным с 2003 по 2013 гг., а также данным видеонаблюдений КФ ГС и ИВиС ДВО РАН (<http://geoportal.kscnet.ru/volcanoes>) в периоды наиболее интенсивного поступления лавы частота образования раскаленных лавин может составлять от нескольких событий в день до нескольких событий в час.

Пирокластические потоки

Пирокластические потоки образуются во время эксплозивных извержений за счет разрушения купола или же вследствие коллапса эруптивной колонны. Это газонасыщенная смесь разноразмерного пирокластического материала, которая движется по понижениям рельефа, имеет высокую скорость и температуру. Только за последнее десятилетие не менее 10 пирокластических потоков распространились на расстояние 5-7 км от купола, 3-4 потока имели протяженность около 10-12 км, а во время крупнейших извержений в 2005 и 2010 гг. пирокластические отложения распространились на расстояние 20 и более км. Наиболее разрушительным из современных извержений было извержение 27-28 февраля 2005 г. Была уничтожена сейсмическая станция в 8 км от растущего купола, а на месте традиционного полевого лагеря вулканологов (~12 км к юго-западу от купола) было отложено 2-3 м пирокластических отложений.

Лахары

Лахары, которые возникают в результате таяния снега под воздействием горячего пирокластического материала, еще один фактор вулканической опасности во время эксплозивных извержений. Такие грязевые потоки распространяются дальше, чем пирокластические потоки и представляют собой серьезную угрозу в долинах рек на расстояниях более 25 км от растущего купола. К примеру, участок автотрассы Ключи – Усть-Камчатск в районе реки Кабеку (~30 км от купола) уже неоднократно разрушался лахарами [1, 4].

Кроме того, на склонах и подножиях Шивелуча высока вероятность грязевых потоков, которые напрямую не связаны с извержениями пирокластического материала. Обилие пепла и рыхлых отложений пирокластических потоков на крутых склонах и в ущельях может быть вовлечено в грязевой поток при сильных ливнях, при длительном

выпадении осадков, а также при интенсивном таянии. При проведении полевых работ на вулкане авторы неоднократно наблюдали такие явления. Так, после сильного ливня в июле 2009 г. лахар прокатился по руслу реки Байдарной. Мощность потока составляла 2-2,5 м в наиболее узких местах каньона. В июле 2011 г. подобный грязевой вал наблюдался и в долине реки Кабеку после грозы в верховьях. Высота вала превышала 1 м даже на широких участках русла. С выпадением обильных осадков, вероятно, был связан и лахар в августе 2012 г. в западном секторе вулкана. Грязевой поток повредил лагерь геологов на реке Карина (устное сообщение М.М. Певзнер).

Вулканическая опасность в проксимальной зоне

Несмотря на то, что территории, прилегающие к вулкану Шивелуч, не относятся к разряду освоенных, его южное подножие часто посещается научными и туристическими группами. Для безопасного проведения научных и туристических маршрутов следует учитывать все факторы вулканической опасности, а также вероятность их возникновения на различной удаленности от активно растущего экструзивного купола. Основываясь на данных о современных извержениях вулкана и на результатах изучения его активности в голоцене [5] мы предлагаем выделить в проксимальной зоне следующие области вулканической опасности: 0-5 км – зона максимальной опасности; 5-12 км – зона высокой опасности; 12-25 км – зона повышенной опасности; 25-35 км – зона умеренной опасности.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 15-05-6440.

Литература

1. Гордеев Е.И., Гирина О.А. Вулканы и их опасность для авиации // Вестник Российской академии наук. 2014. Т. 84. № 2. С. 134-142. doi: 10.7868/S0869587314020121
2. Горшков Г.С. Дубик Ю.М. Направленный взрыв на вулкане Шивелуч.// Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969. С. 3-38.
3. Мелекесцев И.В., Вольнец О.Н., Ермаков В.А. и др. Вулкан Шивелуч // Действующие вулканы Камчатки. Т.1. М.: Наука, 1991. С. 84-103.
4. Хубуная С.А., Жаринов Н.А., Муравьев Я.Д. и др. Извержение вулкана Шивелуч в 1993 г. // Вулканология и сейсмология. 1995. №1. С. 3-20.
5. Ponomareva V.V., Kyle P., Pevzner M. M., et al. Holocene Eruptive History of Shiveluch Volcano, Kamchatka Peninsula, Russia. In: Volcanism and Subduction: The Kamchatka region. Eichelberger J., Gordeev E., Izbekov P., Lees J. Eds), AGU Geophysical Monograph, 2007. V. 172. P. 263-282.

ДАННЫЕ МНОГОЛУЧЕВОГО ЭХОЛОТИРОВАНИЯ КАК ОСНОВА ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ПОДВОДНЫХ ПРИРОДНЫХ ОПАСНОСТЕЙ

Турко Н.Н.

Геологический институт Российской Академии наук (ГИН РАН),

turko@ginras.ru

Геологические опасности определяются как состояния или процессы геологической среды, ведущие или могущие привести в дальнейшем к ущербу или неконтролируемому риску. Возможный ущерб увеличивается при более интенсивном освоении опасных зон и

использовании морского дна для создания инфраструктуры. Выявлению опасных геологических явлений (ОГЯ) в последние годы уделяется большое внимание

На шельфе и континентальном склоне ОГЯ связаны, большей частью, с неустойчивостью склонов и проявлением разнообразных склоновых процессов (обвалов, осыпей, крипа, мутьевых потоков). В прибрежной зоне и на шельфе они генерируются в основном литодинамическими процессами: накоплением и транзитом больших масс осадков к краю шельфа, волновыми процессами (в том числе, цунами). Одним из источников неустойчивости являются подводные выходы грунтовых вод, влияние которых может возрасти при подъеме уровня моря.

Другая группа причин связана с разгрузкой газов и флюидов (активные гидротермальные системы, газовые фонтаны и формирование газовых воронок, потоки рассолов). Они связаны с изменением порового давления, в результате которого, например, в областях накопления газогидратов создаются условия для формирования газовых факелов. К подобным опасностям относится и грязевые вулканы. В последние годы на арктических побережьях наблюдается деградация вечной мерзлоты и выходы газовых флюидов вдоль ее границы [7].

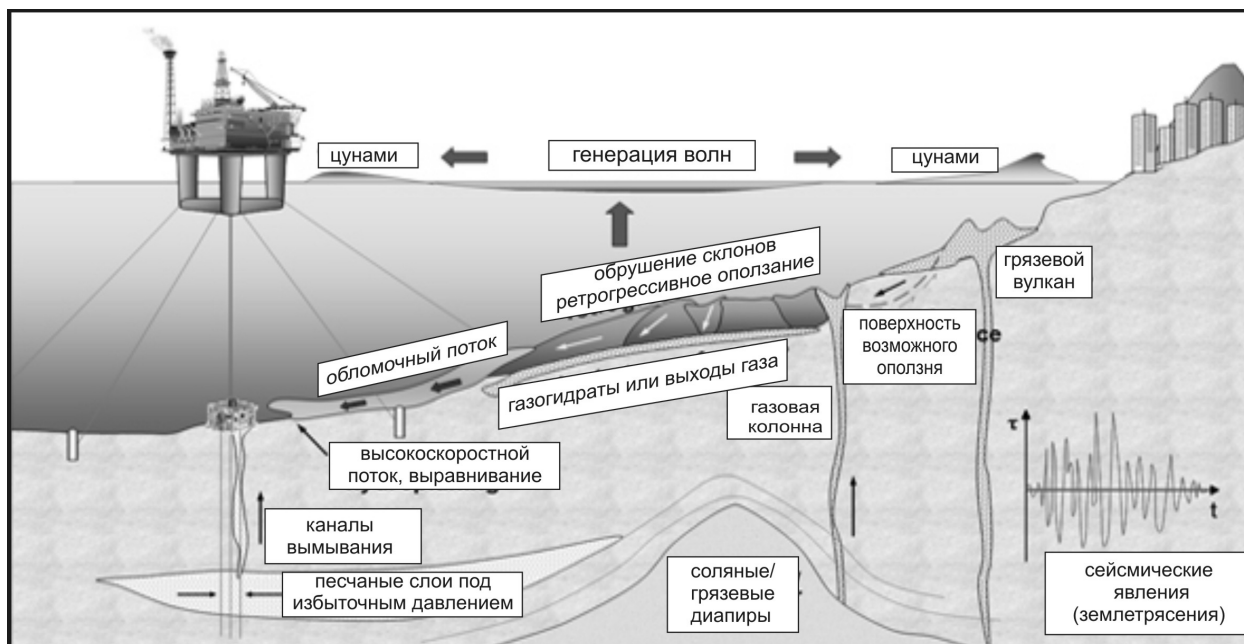


Рис.1. Схема основных геологических морских опасностей (по материалам сайта International Centre for Geohazards - <http://www.ngi.no/en/Geohazards>).

Спусковым толчком для многих склоновых катастрофических (быстро протекающих) явлений могут явиться вулканические извержения и тектонические движения, выраженные сейсмическими событиями. Они являются основными источниками цунами, под воздействием которых значительно меняется рельеф шельфа и подводного склона.

Например, в сейсмически активной зоне на побережье Чили для оползня Релока объемом около 24 куб. км перемещение по вертикали, к дну Чилийского желоба, оценивается в 2000 м, а область отложения захватила и мористый склон желоба. Для возможного цунами авторы оценивают амплитуду волны в среднем в 85 м, а длину — порядка 30 км [10].

Исследовавший мутьевые потоки П. Толлинг [8] показывает, что их образование происходит по разным причинам (большой вынос осадков при наводнениях, внутренние волны при прохождении тайфунов, аномально высокие приливы, штормовые волны), с разной частотой повторяемости и объемом перемещаемых осадков. В то же время землетрясения, даже большой магнитуды, не всегда вызывают обвал осадков и генерацию мутьевых потоков. Так, по данным 5 из 6 грунтовых трубок в районе землетрясения у о. Суматра (2004 года (магнитудой 9.1) и 2005 года (М 8.7)) в разрезе осадков котловин на протяжении последних 100-150 лет отсутствуют турбидиты.

Отмечены, однако, цунами, не связанные с вулканическими или сейсмическими явлениями. На карте источников цунами, зарегистрированных с 1650 г. до н.э. по 2010 г.н.э. [9] к другим источникам отнесены обвалы и оползни. Одним из наиболее известных является оползень Сторегга у побережья Норвегии объемом около 3000 куб. км, образование которого около 8100 лет назад вызвало волну цунами в северных морях, включая Баренцево [5].

Значительное влияние на устойчивость склонов оказывают и движения по разломам, не сопровождаемые катастрофическими явлениями. Помимо смещения отдельных блоков, они могут формировать области тектонической раздробленности, где облегчается истечение газов и флюидов. Такие явления исследованы, например, в Мраморном море [3].

Картирование морского дна является первой ступенью в выявлении области развития потенциально опасных процессов и событий.

Современные технические средства и методы, прежде всего, многолучевое эхолотирование, позволяют выявить соответствующие формы рельефа и картографировать области развития ОГЯ в прошлом и предсказать их развитие в будущем. Во многих рейсах научно-исследовательского судна Геологического института РАН «Академик Николай Страхов» были получены данные, позволяющие выявить районы ОГЯ [2]. Система картирования морского дна, установленная на НИС «Академик Николай Страхов», включает глубоководный многолучевой эхолот SeaBat7150 и мелководный SeaBat7111 с соответствующими датчиками позиционирования и движения судна. Многолучевые эхолоты, помимо измерения глубин, фиксируют отражательную способность дна, т.е. содержат сонарную функцию. Получаемая из первичных данных цифровая модель рельефа (ЦМР) может быть дополнена и совмещена с характеристиками дна, использована для 3D визуализации, создания карт уклонов.

Вместе с данными других методов (сейсмическое или акустическое профилирование, гидролокация бокового обзора, пробпоотбор, магнитометрическая съемка и др.) на основе ЦМР ведется геоморфологическая интерпретация для составления геоморфологических карт и карт развития или потенциального развития опасных природных явлений.

Большей частью весь комплекс методов используется в относительно небольших районах при изысканиях для строительства инженерных сооружений.

Между тем современные системы акустического картирования морского дна позволяют выявить и локализовать участки потенциально опасных участков в региональном плане.

Подобный подход был использован в национальном итальянском проекте MAGIC (Marine Geohazards along the Italian Coasts), в котором для 72 листов масштаба 1:50000

создана серия карт природных опасностей, основанная на данных многолучевого эхолотирования [4]. На НИС «Академик Николай Страхов» в 1999 г. было выполнено картирование части Тирренского моря, а также отснята подводная долина у восточного берега о. Сицилия (Валле де Бове), по которой проходил лавовый поток со склона г. Этна.

В тектонически активном Средиземноморском регионе выявление ОГЯ является весьма актуальным. Соответствующая работа идет во многих странах на базе проекта Европейского сообщества по детальному картированию Средиземного моря EMODNET.

В последние годы в связи со вступлением в силу Конвенции ООН по морскому праву и уточнением границ исключительных экономических зон, многие страны (например, Индия) проводили детальное батиметрическое картирование последних [6]. В результате была получена основа для выявления областей ОГЯ и дальнейшей работы по уменьшению ущерба от них.

К сожалению, в Российской Федерации подобной работы не ведется. В картах Атласа «Геология и полезные ископаемые шельфов России» [1] нанесены опасные геологические процессы (оползни, сели, землетрясения, термокарстовые и карстовые явления и некоторые другие), но только для побережий. Шельф и континентальный склон не охвачены подобным картированием, и ОГЯ практически не исследованы. Требуется проведение целенаправленных экспедиционных работ, создание карты геологических опасностей морей Российской Федерации и пояснительный записки к ней, которая содержала бы анализ геологических ситуаций и ОГЯ.

Литература

1. Геология и полезные ископаемые шельфов России /Гл. ред. Алексеев М.Н. М.: Научный мир, 2004.
2. Мазарович А.О. Реальные и потенциальные геологические опасности на ложе, склонах и шельфе Мирового океана // Вестник Российской Академии наук, том 82, № 8, с. 719-731, 2012
3. Geli L., P. Henry, T. Zitter, S. Dupre, M. Tryon, M.N. Cağatay, B. Mercier de Lepinay, X. Le Pichon, A.M.C. Şengor, N. Gorur, B. Natalin, G. Ucarkuş, S. Ozeren, D. Volker, L. Gasperini, P. Burnard, S. Bourlange, the Marnaut Scientific Party. Gas emissions and active tectonics within the submerged section of the North Anatolian Fault zone in the Sea of Marmara. //Earth and Planetary Science Letters, V. 274, 34-39, 2008.
4. Chiocci F. L., D. Ridente. Regional-scale seafloor mapping and geohazard assessment.
5. The experience from the Italian project MaGIC (Marine Geohazards along the Italian Coasts). // Mar. Geophys Res. V.32, 13-23, 2011. DOI 10.1007/s11001-011-9120-6
6. Micallef A., Masson D.G., Berndt C., Stow D.A.V. Development and mass movement processes of the north-eastern Storegga Slide // Quaternary Science Reviews 2008. doi:10.1016/j.quascirev.2008.09.026
7. Rabi Bastia., M. Radhakrishna, Satyabrata Nayak. Identification and characterization of marine geohazards in the deep water eastern offshore of India: constraints from multibeam bathymetry, side scan sonar and 3D high-resolution seismic data. //Nat Hazards V.57, 107-120, 2011. DOI 10.1007/s11069-010-9625-3

8. *Saint-Ange F., P. Kuus, S. Blasco, D. J.W. Piper, J.H. Clarke, K. MacKillop.* Multiple failure styles related to shallow gas and fluid venting, upper slope Canadian Beaufort Sea, northern Canada. // *Marine Geology*, V. 355, 136-149, 2014.
9. *Talling Peter J.* On the triggers, resulting flow types and frequencies of subaqueous sediment density flows in different settings. // *Marine Geology*, V. 352, 155-182, 2014.
10. *Tsunami Sources 1650 B.C. to A.D. 2010 from Earthquake, Volcano, Landslide, and Other Causes*, 2010. NOAA / National Geophysical Data Center/World Data Center for Geophysics and Marine Geology/The International Tsunami Information Center/A UNESCO/IOC - NOAA Partnership, 2012. http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/data/publications/Tsunami_Sources2010.pdf
11. *Volker D., W. Weinrebe, J. H. Behrmann, J. Bialas, and D. Klaeschen.* Mass wasting at the base of the south central Chilean continental margin: the Reloca Slide. // *Advances in Geosciences*. V.7, 1-13, 2009.

ФОРМИРОВАНИЕ И ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ НАНОСОВ В БАССЕЙНЕ ПРЕДГОРНОЙ РЕКИ ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАВКАЗА (НА ПРИМЕРЕ Р. ЦАНЫК)

Цветкова Д.Ю., Кузнецова Ю.С., Голосов В.Н., Симонова Т.Ю.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
tsvetkovad94@mail.ru*

Основная масса наносов, сформированных в речном бассейне в ходе различных процессов, перераспределяется в пределах водосбора и в дальнейшем поступает в флювиальную сеть в зависимости от морфометрических особенностей самого бассейна, структуры флювиальной сети, а также условий стока воды и наносов, определяемых сочетанием природно-антропогенных факторов. Для понимания характера этого перераспределения необходимо представлять, какие процессы происходят в пределах водосбора и каков их вклад в формирование и перемещение вещества, каково соотношение денудации, транспорта и аккумуляции наносов. Таким образом, функционирование речного бассейна – комплексный процесс, зависящий от ряда условий и факторов, оно не ограничивается деятельностью водных потоков и включает целый ряд геоморфологических процессов и явлений, происходящих в пределах бассейна и зачастую связанных как между собой, так и с непосредственной работой флювиальной сети.

К настоящему времени в науке накоплена достаточно обширная информация о механизмах и особенностях динамики отдельных экзогенных геоморфологических процессов, разработаны и успешно используются методы количественной оценки объемов перемещаемого материала. Однако до сих пор не так много исследований посвящено комплексному изучению современного функционирования речного бассейна, включая весь набор геоморфологических процессов и явлений, происходящих на водосборе и участвующих в подготовке и доставке материала в днища долин и дальнейшему перераспределению наносов.

Основной целью проведенной работы является изучение современного функционирования речного бассейна как единой системы, включая механизмы формирования наносов на водосборе, пути и способы их перемещения во флювиальную сеть и дальнейшее перераспределение постоянными водотоками, проведение крупномасштабного анализа взаимосвязей разных компонентов системы. При этом механизмы формирования наносов включают подготовку материала *insitu* – выветривание, а также формирование наносов в процессе денудации и в результате измельчения имеющегося материала во время транспорта. Перемещение наносов в пределах и за пределы бассейна осуществляется набором экзогенных процессов. Физико-географические характеристики территории, включая климатические особенности, геологическое строение, морфологию водосбора, рассматриваются как условия и факторы функционирования речного бассейна.

В качестве района исследований был выбран водосбор р. Цанык – типичный бассейн предгорной реки Северо-Западного Кавказа, расположенный в пределах Большого Сочи. Для данного региона в целом характерно сочетание неустойчивых горных пород – флишей, высокой сейсмичности и влажного субтропического климата, которое определило значительную интенсивность большой группы рельефообразующих процессов (выветривания, склоновых, эрозионно-аккумулятивных, карстово-суффозионных). Антропогенное воздействие на бассейн р. Цанык невелико, выражается в локальном строительстве малоэтажных домов дачного типа и весьма ограниченно влияет на процессы экзогенного рельефообразования.

Помимо работы с опубликованными и фондовыми данными, а также анализа картографических материалов и данных дистанционного зондирования, в выбранном бассейне проводились многолетние полевые работы (2005-2014 гг.), имеется значительный ряд наблюдений за экзогенными процессами. Для количественной оценки процессов формирования и перераспределения наносов использовался набор методов мониторинга. Оценки скоростей выветривания базируются на методе, который был описан и опробован проф. Г.С. Ананьевым в Карпатах в 1970-1980-е годы. Он заключается в проведении повторных измерений массы образцов горных пород за разные промежутки времени. Отобранные обломки помещаются в капрон, проницаемый для колебаний температуры и влажности, но не допускающий потерь образовавшегося мелкозема. Процессы массового смещения рыхлого чехла по склону (крипа) изучаются методом Янга [1], заключающемся в измерении смещения металлических шпилек, помещенных в толщу рыхлого чехла, относительно неподвижных реперов. Темпы суффозионных процессов оценивались на стационарах путем повторного замера объемов открытых форм (каналов и воронок). Распространение и вклад оползневых процессов в пределах выбранных ключевых участков исследовался с помощью составления морфометрических карт, морфологических полевых описаний. Темпы эрозионно-аккумулятивных процессов в долине реки и овражной эрозии изучаются на стационарах методом шпилек и путем повторной тахеометрической съемки и высокоточного сканирования береговых уступов и сети оврагов и эрозионных борозд наземным лазерным сканером (НЛС) [2]. Состав наносов изучается с помощью их детального литологического и морфометрического описания, определения степени окатанности и выветрелости обломков.

В ходе работы был проведен детальный анализ геолого-геоморфологического строения, морфологии и морфометрии бассейна р. Цанык, проведено исследование гидрологического режима реки, выполнена оценка общей распространенности и пространственной привязки различных экзогенных геоморфологических процессов, формирующих и перераспределяющих материал на водосборе и поставляющих его в днище долины. Основным результатом работы стало составление концептуальной модели функционирования речного бассейна предгорного пояса зоны влажных субтропиков на примере бассейна р. Цанык, а также предварительная оценка вклада отдельных экзогенных геоморфологических процессов и явлений в формирование и перераспределение наносов в его пределах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 13-05-00162 А).

Литература

1. Ажигиров А.А., Голосов В.Н. Оценка медленных смещений почвенно-грунтовых масс при инженерно-географических исследованиях//Геоморфология, 1990, №1. С. 33-39.
2. Neitzel, G. 2014. Monitoring event-scale stream bluff erosion with repeat terrestrial laser scanning: Amity Creek, Duluth, MN. Master's thesis.

ОЦЕНКА СЕЛЕВОЙ ОПАСНОСТИ ВЫСОКОГОРНЫХ ОЗЕР В СЕВЕРНОМ АФГАНИСТАНЕ: МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ

Черноморец С.С.¹, Савернюк Е.А.¹, Докукин М.Д.²,
Тутубалина О.В.¹, Висхаджиева К.С.¹

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, devdorak@gmail.com,

²ФГБУ «Высокогорный геофизический институт»

В силу исторических и геополитических причин, территория Афганистана слабо изучена в отношении опасных природных процессов. Между тем, в горах широко развиты сели, лавины, обвалы. В ледниковой зоне формируются прорывоопасные озёра.

По приглашению международной организации «Фокус Гуманитарная помощь», в октябре 2014 г. совместно с местными коллегами было проведено обследование территорий районов Зебак и Вахан провинции Бадахшан с целью изучения опасных процессов в горах северного Афганистана.

Воды пограничной реки Пяндж являются основой жизни и хозяйства для жителей горных селений. Многочисленные ледники питают её притоки. В этом районе расположена высшая точка Афганистана – гора Ношак (7492 м).

Прорыв озера в 2013 г. привел к катастрофическому селевому потоку, разрушившему часть кишлака Искатул. В том же году от лавины погибли 19 жителей кишлака Нирс. При обследовании были изучены последствия этих событий и зафиксированы десятки объектов, расположенных в опасных зонах (рис. 1).

При разработке каталога изучена динамика отдельных ледниковых озёр путём сравнения их состояния на разные даты по космическим снимкам.

Впервые для данной территории, создан каталог озёр районов Вахан и Зебак. При составлении каталога использовано автоматическое дешифрирование ледниковых озёр по космическим снимкам Landsat 8 OLI, а также сплошное визуальное дешифрирование снимков высокого разрешения GeoEye, QuickBird и Ikonos.



Рис. 1. Селевой конус выноса около селения Баба Танги и остатки подпрудного озера на р. Вахандарья (Афганистан). Фото Е.А. Савернюк.

Каталог озёр включает 347 объектов площадью не менее 5000 м^3 . По каждому озеру приведены следующие показатели:

- идентификационный номер;
- географические координаты;
- площадь;
- высота уреза;
- положение по отношению к ледникам (супрагляциальные, прогляциальные, перигляциальные, экстрагляциальные);
- тип стока воды из озера (поверхностный или подземный);
- тип дамбы (ледовый, моренный, скальный, коллювиальный, селевой, аллювиальные и селевые отложения);
- гидрологическая связь с другими озёрами (каскадность);
- расстояние до ближайшего поселения;
- превышение над ближайшим поселением;
- средний уклон русла на участке от озера до поселения. Некоторые статистические параметры озёр приведены на рис. 2-4.

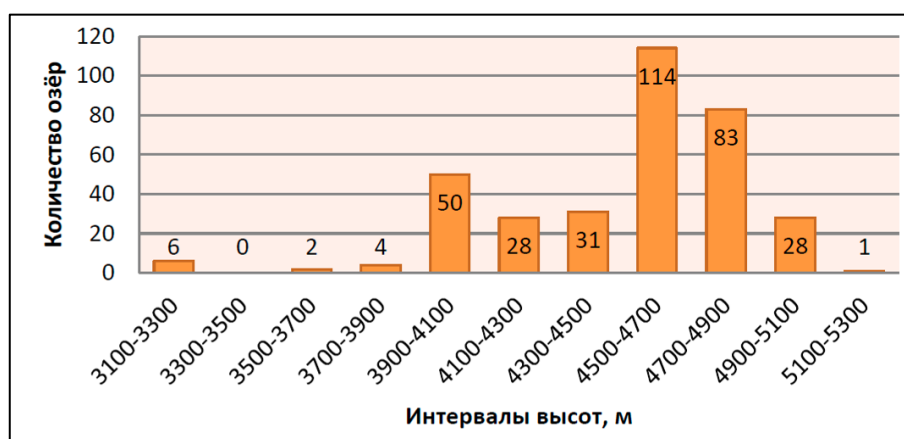


Рис. 2. Распределение озёр в районах Вахан и Зебак по высотным интервалам.

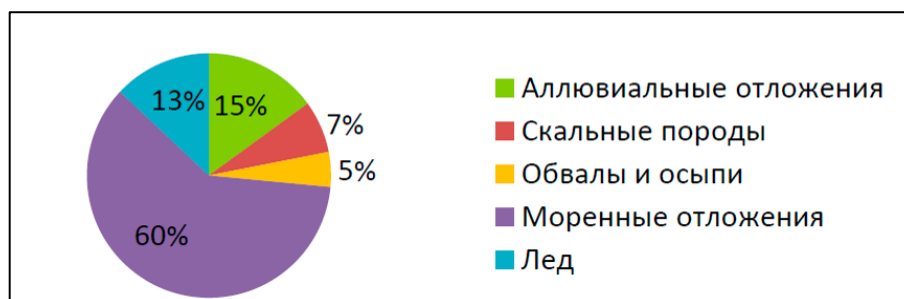


Рис. 3. Распределение озёр в районах Вахан и Зебак по типам удерживающих дамб.

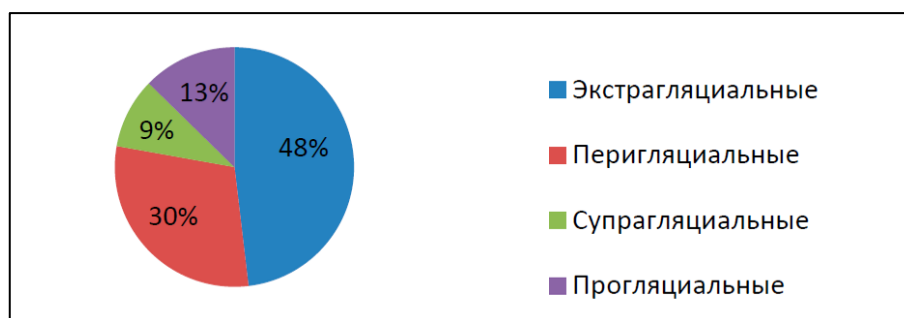


Рис. 4. Распределение озёр в районах Вахан и Зебак по положению относительно ледников.

На основе каталога озёр и данных, полученных при полевых исследованиях в 2014 г., составлена карта удалённых угроз для районов Вахан и Зебак провинции Бадахшан и разработана геоинформационная система, включающая:

- векторные слои: озёра (в том числе площадью менее 5000 м^2); потенциальные природные опасности (прорывы озёр, пульсации ледников, обвалы и оползни, возможные очаги зарождения селей, а также места, где возможно блокирование стока рек); гидрографическая сеть; поселения и объекты инфраструктуры;
- растровые слои: космические снимки, сканированные топографические карты, цифровая модель рельефа.

Для оценки опасности селей и паводков, вызываемых прорывами ледниковых озёр, разработаны критерии. Составлен предварительный перечень объектов, находящихся в зоне наибольшей опасности.

Авторы выражают благодарность сотрудникам «Фокус Гуманитарная помощь» Э. Кариму, И. Бердову, Р. Мирзонаботову, Б. Байдуллоеву, Д. Давлату, Р. Гарибову за содействие в организации и проведении исследований.

ДИНАМИКА АККУМУЛЯТИВНЫХ БЕРЕГОВ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ О. САХАЛИН ЗА ПОСЛЕДНИЕ ДЕСЯТИЛЕТИЯ

Чистов С.В., Игнатов Е.И., Аляутдинов А.Р.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
svchistov@mail.ru; ign38@mail.ru; ali_alia@mail.ru*

Оценка масштабов морфологических преобразований морских берегов России с учётом их устойчивости к опасным природным процессам представляет собой одну из научных проблем наук о Земле, решение которой направлено на обеспечение безопасности населения и стабильного развития прибрежной инфраструктуры. Авторы в течение последних лет особое внимание уделяли как общетеоретическим вопросам оценки устойчивости морских берегов [7], базисом для которых послужили исследования специфики их динамики [3], так и всестороннему исследованию прибрежных эталонных участков Приморья, Прикаспия, Приазовья, Причерноморья, Беломорья и Охотоморских берегов Сахалина и Камчатки, что нашло своё отражение в докладах на предыдущих Щукинских чтениях [8, 10] и других конференциях [2, 6, 5, 1, 9], а также в обобщающих публикациях [4].

По результатам исследований было предложено различать статические и динамические аспекты устойчивости берегов. Статическая устойчивость определяется морфологическими типами рельефа побережий, а динамический аспект отражается в особенностях их многолетних преобразований в результате действия как природных (особенно катастрофических цунами, землетрясений, вулканических извержений), так и антропогенно обусловленных процессов [7].

К настоящему времени наиболее полно эти два аспекта устойчивости берегов изучены авторами для побережий Сахалина. Особое внимание уделялось типам берегов, испытавшим ранее (и подверженным в настоящее время) интенсивные динамические преобразования. Наиболее типичным примером выступает участок побережья к югу от пос. Взморье на восточном берегу в заливе Терпения. Для этого участка была отработана методика оценки динамических преобразований берегов с учётом специфики статических параметров устойчивости их определяющих [2].

С целью отработки подобной методики оценки изменений, но уже динамически неустойчивых берегов за относительно длительные отрезки времени (десятки лет) с использованием картографических материалов, а также аэрофотоснимков разных лет, исследованы абразионно-аккумулятивные берега северо-восточного побережья Сахалина в районе Ныйского залива, к востоку от г. Ноглики.

Этапы работ включали:

1. Создание электронных вариантов полос АФС залётов 1973, 1977 и 1985 гг.
2. Координатная привязка в среде ГИС обновлённой в 2000 г. растровой топографической карты масштаба 1:100 000.

3. Координатная привязка всех полос АФС по характерным точкам, для чего сначала на АФС 1985 г. выделены точки (стрелки рек с озерами, перекрёстки дорог, характерные мысы и пр.), которые также обозначены и на топографической карте 1:100 000 масштаба. После реализации процедур трансформирования проводилась проверка степени контурного совпадения географических объектов полосы АФС за 1985 г. с рисунком на карте. Выбран наиболее адекватный вариант. Остальные полосы АФС привязывались к полосе 1985 г. практически по тем же реперным точкам.

4. В среде ГИС на топографической карте выделен фрагмент на северную оконечность косы Пластун, южную часть о. Гафовича и участки берега с хорошо заметными объектами (рис. 1). На рисунке отображен условный квадрат, от южной границы которого рассчитаны площади косы по состоянию на рассмотренные годы. Границы косы за соответствующие годы показаны на рисунке линейными знаками различного характера.

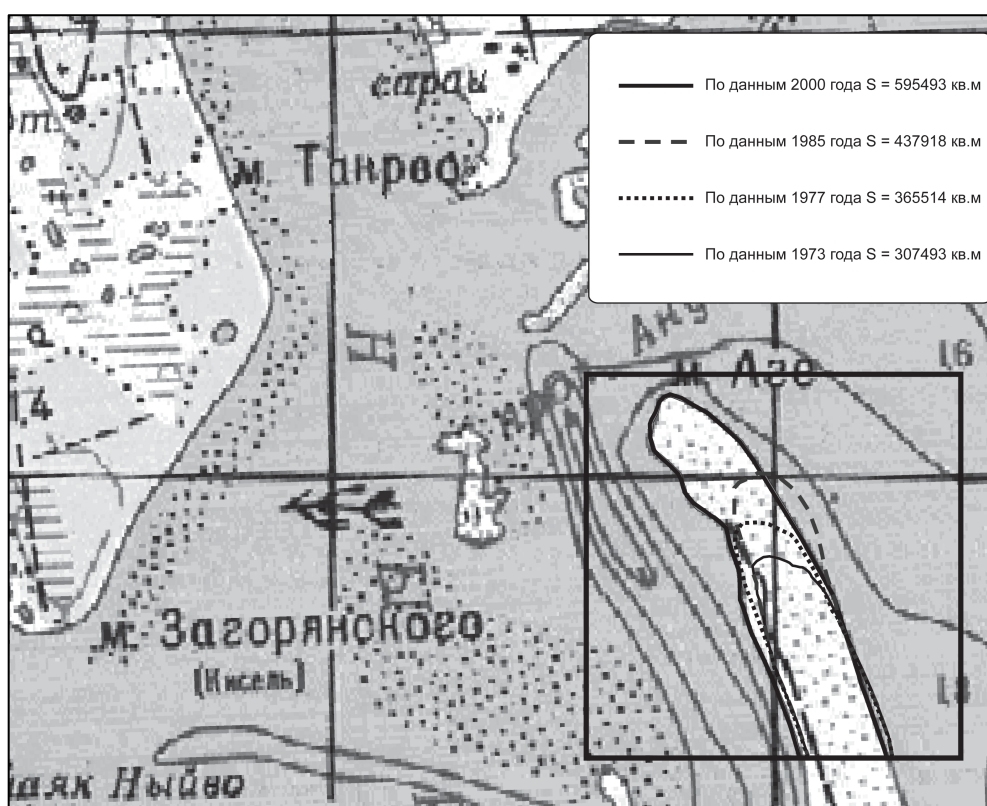


Рис. 1. Фрагмент топографической карты на северную оконечность косы Пластун, южную часть о. Гафовича и участки берега с хорошо заметными объектами.

Произведены расчёты значений приростов площади косы Пластун, как за различные этапы, так и за весь период (таблица 1).

Таблица 1. Расчёты значений приростов площади косы Пластун

Год	Площадь в границах эталона (м ²)	Прирост площади за период (м ²)				Ежегодный прирост за период (м ²)	
1973	307493	58021	72404	229979	288000	14505	
1977	365514						
1985	437918					10505	10343
2000	595493						

По данной методике получены средние ежегодные значения прироста площади косы Пластун. Они изменяются от 14505 м² в год (за относительно короткий в 4 года промежуток времени с 1973 по 1977 гг.) до 10505 м² (с 1985 по 2000 гг.), что свидетельствует о наметившемся снижении приблизительно на 30% ежегодного прироста площади аккумуляции материала за рассмотренный период времени. Средний ежегодный прирост за 27 лет (с 1973 по 2000 гг.) равен 10,7 тыс. кв. м., то есть немногим более 1 га, а за весь период – почти 230 тыс. м² или около 23 га. При этом в плане отмечается вполне определённый вектор развития косы Пластун со временем. Так основной тренд развития имеет З-С-З направление, в то время как к 1985 году дистальное окончание косы было смещено к востоку в сторону Охотского моря.

Выводы. Нарастивание дистального окончания косы Пластун происходит под действием устойчивого аккумулятивного процесса, развивающемся при активном поступлении наносов из вдольберегового потока с юга от корневой части. На местоположение дистального окончания косы влияет смена направленности и силы штормов, изменчивость гидродинамического режима и циклы развития геоморфологических процессов коренного берега.

Литература

1. *Афанасьев В.В., Игнатов Е.И.* Геоморфологические казусы берегового природопользования острова Сахалин // Создание искусственных пляжей, островов и других сооружений в береговой зоне морей, озер и водохранилищ. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013, с. 12-13.
2. *Афанасьев В.В., Игнатов Е.И., Сафьянов Г.А., Чистов С.В.* Защита берегов залива Терпения методом компенсации дефицита наносов // Создание искусственных пляжей, островов и других сооружений в береговой зоне морей, озер и водохранилищ: Труды Междунар. конф. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С.181-187.
3. *Афанасьев В.В., Игнатов Е.И., Чистов С.В.* Морфология и динамика берегов и дна пролива Невельского района проектирования постоянного железнодорожного перехода. Смоленск: Маджента, 2008. 128 с.
4. *Варейчук Н.С., Ермолов А.А., Игнатов Е.И., Чистов С.В.* Очерки геоморфологии берегов и дна Белого моря. Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2012. 428 с.
5. *Горин С.Л., Игнатов Е.И., Кравчуновская Е.А., Корзинин Д.В., Тембрел И.И.* Морфодинамика Октябрьской косы (Охотоморское побережье Камчатки) // Морские берега – эволюция, экология, экономика. – Краснодар: Изд. дом Юг, 2012, с.94-97.
6. *Игнатов Е.И.* Геоморфологическая экспертиза современного состояния и прогноз развития Черноморских берегов России // Морские берега – эволюция, экология, экономика. Краснодар: Издательский дом Юг, 2012, с.180-183.
7. *Игнатов Е.И., Чистов С.В.* Проблемы устойчивости морских берегов // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Щукинские чтения. Труды. М.: Географический факультет МГУ, 2010а.
8. *Игнатов Е.И., Чистов С.В.* Картографический метод оценки динамики косы Тузла и прилегающих акваторий // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Щукинские чтения – Труды. М.: Географический факультет МГУ, 2010б.

9. *Игнатов Е.И., Чистов С.В.* Геоморфологические опасности морских берегов // Создание искусственных пляжей, островов и других сооружений в береговой зоне морей, озер и водохранилищ. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013, с. 212-216.

10. *Чистов С.В.* Оценка динамики береговой зоны залива Терпения (о. Сахалин) по аэрокосмическим снимкам // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Щукинские чтения – Труды. М.: Географический факультет МГУ, 2010.

МОРФОСТРУКТУРА, ТЕКТОНИЧЕСКАЯ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ В БАССЕЙНЕ БЕЛОГО МОРЯ: АНАЛИЗ НА ОСНОВЕ ЦМР, ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Шварев С.В.^{1,2}, Никонов А.А.¹, Фроль В.В.³

¹*Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, shvarev@ifz.ru,*

²*Институт географии РАН,*

³*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет*

Тектоника и молодые движения. Современная структура и геодинамика района, в главных чертах, определяются унаследованным развитием Кандалакшского грабена в голоцене на фоне активного воздымания западной части региона при относительном погружении его восточной части, что продолжается и в настоящее время, со скоростью до +4 мм/год и – 1÷2 мм/год, соответственно. Принципиальные схемы голоценовых вертикальных движений в районах, прилегающих к акватории Белого моря, предлагаются более 50 лет (работы М.А. Лавровой, А.А. Никонова, Б.И. Кошечкина). С недавнего времени в регионе применяются новые подходы и методы исследования (В.В. Колька, О.П. Корсакова, В.Я. Евзеров, Д.А. Субетто, Ф.А. Романенко и др.), согласно которым можно подсчитать скорость движений земной коры. Они колеблются от –1,6 мм/год (устье Северной Двины) до +4,7 мм/год (северный берег Кандалакшского залива). При этом отчетливы две закономерности: 1. Скорости голоценовых движений согласуются с современными. 2. С запада на восток интенсивность поднятия закономерно спадает.

По берегам Белого моря и, в особенности, в пределах Кольско-Карельского побережья выделяются активные тектонические разломы (А.Д. Лукашов (1976), В.Г. Трифионов (1999), А.Ф. Грачев (1998), В.И. Бабак (1980) и др.). Последним по времени обобщением является «Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий» (А.С. Балув и др., 2010), на которой представлена система продольных и поперечных нарушений, считающихся активизированными. Мелкоблоковая структура активизированных разломов в пределах западной части Кандалакшского залива обнаружена работами «Севморгео» (Амантов и др., 2011, 2013). Подобные структуры выделены и в Двинском заливе (Григорьев и др., 2013). Геофизические исследования позволили выделить градиентные зоны, проявляющиеся в аномалиях мощности четвертичных отложений и рельефе донной поверхности дна Белого моря (Тарасов, Шлыкова, 2006 и др.). Обнаружены активные разрывы на бортах Кандалакшского грабена и внутри него, при этом смещения поверхностей, сложенных голоценовыми осадками, по плоскостям разломов достигают первых метров (в отдельных случаях до 10-12 м) (Рыбалко и др., 2011, 2013). На дне выделены серии крупных

оползневых тел, перекрытых ненарушенными тонкозернистыми осадками, свидетельствующие об импульсном характере гравитационных смещений, принимаемых сейсмически обусловленными.

Сейсмичность и сейсмодетекции. Согласно инструментальным наблюдениям определена повышенная сейсмическая активность западной части бассейна, хотя выдающихся по силе событий за последние 60 с лишним лет здесь не возникало. В настоящее время в число наиболее важных в регионе входят следующие землетрясения, параметризованные в большинстве по макросейсмическим данным (1542 г., $M=5.0\pm0.7$; 1627 г., $M=6.5\pm0.5$; 1911 г., $M=4.5\pm0.3$; 1936 г., $M=(3.5)\pm0.5$; 1967 г., $M=3.9(4.8)\pm0.5$). В последние десятилетия разные группы исследователей опубликовали важные наблюдения над сейсмодетекциями в породах кристаллического фундамента и в рыхлых отложениях на Кандалакшском и Карельском берегах Белого моря, т.е. в западной части бассейна. Значительные концентрации сейсмодетекций выявлены по берегам и в шхерах Кандалакшского залива в Кандалакшских и Колвицких тундрах, а также в акватории. Материалы И.Г. Авенариус (2005), Н.В. Шевченко, А.А. Ермолова, Д.Е. Кузнецова (2007), С.Б. Николаевой, А.В. Мараханова и Ф.А. Романенко (2014) и др. дают основание принимать возникновение сильных землетрясений в западной части бассейна в голоцене, в том числе и позднем. Авторами составлена усовершенствованная версия каталога Беломорья. Рассматривая имеющиеся данные по землетрясениям инструментального, исторического периодов, а также по палеоземлетрясениям, с достаточной определенностью можно заключить, что в долговременном аспекте сейсмический потенциал его западной и, вероятно, центральной части значительно превышает тот, что отражен в официально действующих документах.

Рельеф и морфоструктурные особенности дна Белого моря. Новая цифровая модель рельефа дна Белого моря (Никифоров, Кошель, Фроль, 2012) в виде изобат в векторном формате, а также в виде матрицы значений в узлах равномерной пространственной сетки координат (т.н. сеточная, или растровая модель) позволяет представить морфологию морского дна в любом, удобном для решения конкретных задач виде. На цифровой модели обнаруживается разветвленная система грабенообразных форм, развитая, в той или иной степени, на площади всей акватории Белого моря, включая Онежский, Двинский заливы, Горло Белого моря (Рис.1). Наиболее значительные градиенты рельефа закономерно приурочены к бортам Кандалакшского залива и уступу, протягивающемуся от южного обрамления залива на юго-восток к Онежскому полуострову. Показательно, что именно эти районы отличаются как увеличенными скоростями современных и голоценовых движений, так и сейсмичностью.

Особенно выразительна и густа система грабенообразных форм в Кандалакшском заливе (Рис.2). Рельеф дна залива отличается наибольшей контрастностью, как в латеральном, так и вертикальном измерении. Здесь распространены наибольшие глубины Белого моря, сопряженные с узкими «трогами», тектоническое происхождение которых подчеркивается геометрической формой и пространственным рисунком (прямые борта, четкие угловые соотношения, единообразие глубин в дистальной и проксимальной частях, кулисообразные сопряжения и др.). Продольная и поперечная сегментация дна Кандалакшского залива, проявляющаяся также в строении береговой зоны и отражаемая дистанционными изображениями, подтверждается в пределах акватории развитием протяженных уступов и систем грабенов. Судя по рисунку систем грабенов и по форме их

индивидуальных проявлений, в образовании сегментов морфоструктуры принимали участие не только вертикальные, но и латеральные, сдвиговые смещения по поперечным и диагональным к простираению Кандалакшского грабена направлениям. Приуроченность к этим направлениям палеосейсмодеформаций подтверждает сейсмическую активность в плейстоцене, как их, так и продольных сбросовых уступов.

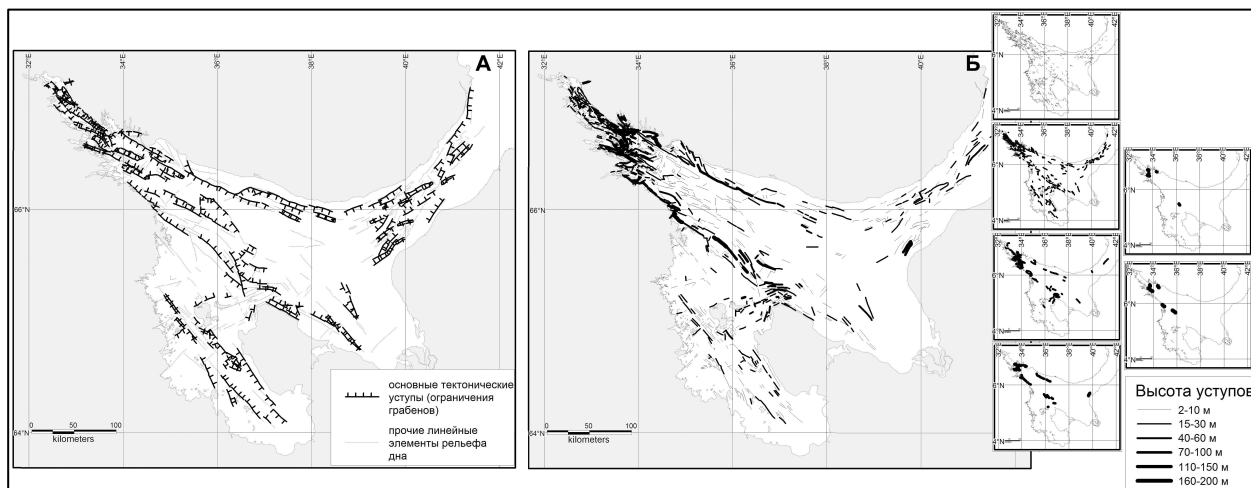


Рис.1. Система грабенов Белого моря (А) и градиенты уступов (Б) на их бортах.

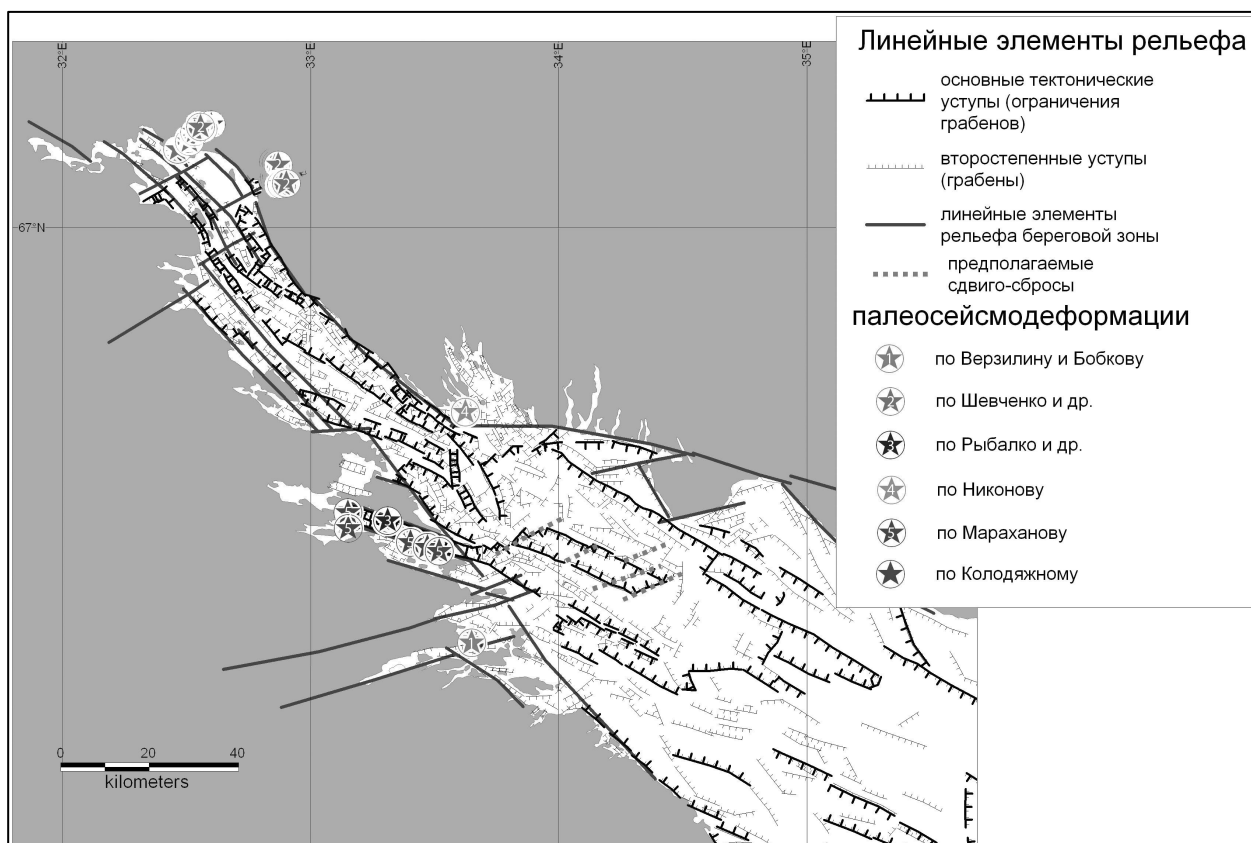


Рис.2. Элементы морфоструктуры кутовой части Кандалакшского залива.

Заключение

1. Морфоструктура котловины Белого моря, заложенная ранее, продолжала формироваться в голоцене в условиях направленного поднятия в западной (сильного) и центральной (умеренного) частях, и погружения (заметного) – на крайнем востоке. На

этом фоне происходили и продолжают резкие дифференцированные перемещения разного знака по разломным зонам, продольным и поперечным, которые есть основания считать активными разломами в понимании В.Г. Трифонова, А.А.Никонова. Основные из них приурочены к Кандалакшскому грабену.

2. Отчетливые следы палеоземлетрясений, т.е. событий с интенсивностью \geq VIII баллов в период 12-0.5 тыс. лет встречены в различных районах котловины Белого моря бассейна – в Кандалакшском заливе, у Летнего берега Онежского полуострова, в Онежском заливе. По максимальным обнаруженным до настоящего времени проявлениям интенсивность палеоземлетрясений в западной части Кандалакшского залива определяется в IX баллов, в центральной части моря VIII баллов, в Онежском заливе и на западном, Карельском берегу Белого моря VII-VIII баллов. В историческое время имели место события интенсивностью VIII-IX баллов (1542 г., 1627 г.). Эпицентральная область первого из них совпадает с участком системы свежих палеосейсмодеформаций (Мараханов, Романенко, 2014). Имеются и другие участки концентрации палеосейсмодеформаций – эпицентральные области палеособытий.

3. По комплексу обнаруженных признаков, как на берегах Белого моря, так и в его акватории, определяется повышенная тектоническая активность в виде и региональных, вековых, и дифференцированных, импульсных, линейных смещений. Устанавливается возникновение редких сильных (\geq VIII-IX баллов) землетрясений с сопровождающими оползнями, обвалами и цунами. Это означает, что область Беломорья обладает высоким сейсмическим потенциалом при редкой повторяемости крупных событий, что недостаточно отражено на действующей карте ОСР-97.

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ, ЛЕДНИКОВЫЙ И СЕЙСМОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ Г. ВОТТОВААРА (СРЕДНЯЯ КАРЕЛИЯ)

Шварев С.В.

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Институт географии РАН,
shvarev@ifz.ru*

Массив г. Воттоваара представляет собой одну из наиболее высоких возвышенностей ($H_{абс}=417$ м) в пределах Карелии. Вблизи вершины обычный для территории Фенноскандии ледниковый денудационный рельеф, выработанный в породах кристаллического фундамента, с пологими оглаженными ледником грядками и западинами, нарушен асимметричной котловиной, ограниченной с юга вертикальным уступом субширотного простирания с многочисленными трещинами и обвальными шлейфами у подножья. Характерные черты позволили А.Д. Лукашову [1] отнести котловину к типичной деформации встряхивания при сильном землетрясении – сейсмогенному провалу. При этом, свежесть форм, трансформирующих ледниковый рельеф, указывает на послеледниковый возраст, а перерыв в осадконакоплении озерных отложений в центре котловины дает и ориентировочный возраст события 8920 ± 60 лет [2].

В целом котловина вытянута в северо-западном направлении: её длина около 390 м, а ширина около 320 м. Днище котловины субгоризонтальное, с многочисленными куэстообразными грядами длиной от 20 до 200 м и шириной от 7-10 до 20 м, с пологими

склонами южной экспозиции и субвертикальными уступами высотой от 1 до 3-4 м, обращенными к северу. Куэстообразный рельеф определяется пологим ($5-7^\circ$) падением толщи кварцитов в южных румбах, сопрягающимся с ортогональной трещиноватостью массива. Скальные выходы, представленные здесь протерозойскими кварцитами и кварцито-песчаниками, раздроблены на блоки с размерностью до 5-7 м, которые местами завалены, местами отодвинуты друг от друга на десятки см, а местами веерообразно рассеяны с латеральным смещением, превышающим несколько метров, явно указывая на интенсивное импульсное воздействие.

Соглашаясь с данной генетической оценкой этого геоморфологического комплекса, следует отметить, что вертикальная (провальная) составляющая в значительной степени переоценена, а столь ярко выраженная котловина связана с неоднократным сейсмогенным воздействием, обеспечившим дробление массива не только в послеледниковое время, но и в межледниковье, и сопровождавшимся ледниковым выносом материала. Очевидно, что основные черты рельефа котловины с куэстообразными грядами существовали и в условиях ледникового покрова, о чем свидетельствуют оглаженные ледником бровки их уступов, трещин, забитых моренными валунами. Однако, столь же очевидно и наличие свежих послеледниковых трещин, раздвигов, отбросов и отодвиганий глыб.

Проведенные измерения основных направлений глыбовых смещений на субгоризонтальных поверхностях позволили определить основные тенденции смещений, среди которых 5 основных (в порядке значимости) (рис.1, диаграмма 2): 1) ССЗ ($350-0^\circ$) – 32%, а с учетом сопряженных направлений в секторе $340-20^\circ$ – 45%; 2) ЗСЗ 290° – 13,2%; 3) СЗ $310-320^\circ$ – 11,4%; 4) ЗЮЗ 260° и 5) СВ 60° – оба по 7,6%. Остальные направления статистически незначимы. Можно констатировать, что преобладает смещение материала в С, СЗ-направлениях, что, во-первых, подтверждает общую сейсмическую гипотезу, поскольку противонаправлено движению льда (региональное направление, установленное по ледниковой штриховке в районе около 120° [1], во-вторых, свидетельствует о направленном к ССЗ сейсмическом импульсе (импульсах). О возможности нескольких последовательных импульсов свидетельствуют материалы полевых исследований траекторий отдельных глыб, на основании которых можно предполагать этапность движений с первичным смещением в С-направлении и последующих к СЗ или СВ. Характерно, что смещения глыб в северных румбах произошли не только вне влияния склоновой (гравитационной) составляющей, но направлены в большинстве случаев против неё, поскольку основания глыбовых отдельностей (фрагментов «куэст»), являющиеся плоскостями скольжения, имеют падение $5-7^\circ$ к югу. Анализируя плановый рисунок сейсмогенно-ледниковой котловины легко заметить, что «куэсты», расположенные на СЗ и ЮВ флангах котловины имеют выдержанное СВ-простираие (около 60°), а расположенные ближе к центральной части сегментированы и развернуты по часовой стрелке, что приближает их ориентировку к субширотной (рис. 1, фрагмент В). По-видимому, можно говорить о нарушенной структуре этих куэст, связанной со скольжением их частей к северу и вверх по наклонному основанию.

Анализ дистанционных материалов, сопровождаемый полевыми исследованиями, показал, что кроме центральной котловины отчетливыми сейсмогенными чертами отличаются прилегающие участки привершинной поверхности г. Воттоваара (Рис. 1, Б). Прежде всего, это обширное (0,6-1,0 км) поле с открытыми трещинами, шириной до первых десятков см и длиной в десятки м, грабенообразными провалами, скальными

уступами высотой в первые метры расколотыми валунами, примыкающее к центральной котловине с Ю и ЮЗ. Поле линейно ограничено к СВ двумя кулисообразно расположенными линейными приразломными депрессиями (простираение 330°), а на Ю и ЮЗ имеет неравномерно-фестончатую границу. К СЗ от котловины наблюдается серия субпараллельных рвов СВ-простираения ($50-60^\circ$), которые пространственно сопрягаются с симметрично расширяющейся к СВ линейной депрессией того же направления, диагонально секущей склон г. Воттоваара, упирающейся в СЗ-приразломный трог, образуя прямоугольное сопряжение. Продолжение депрессии далее к СВ фиксируется со сдвигом к ЮВ вдоль приразломного трога на 50-60 м, определяя право-сдвиговую составляющую кинематики кулисообразного разлома СЗ-простираения (330°). К СВ от центральной котловины, за ее ограничением в виде гряды и приразломного трога, на привершинной поверхности вблизи максимальных отметок г. Воттоваара развиты субпараллельные гряды и уступы СЗ-простираения ($300-310^\circ$) со следами обновления, но в целом сформированные до последнего оледенения, а также многочисленные расколотые валуны, размеры которых достигают 3-7 м.

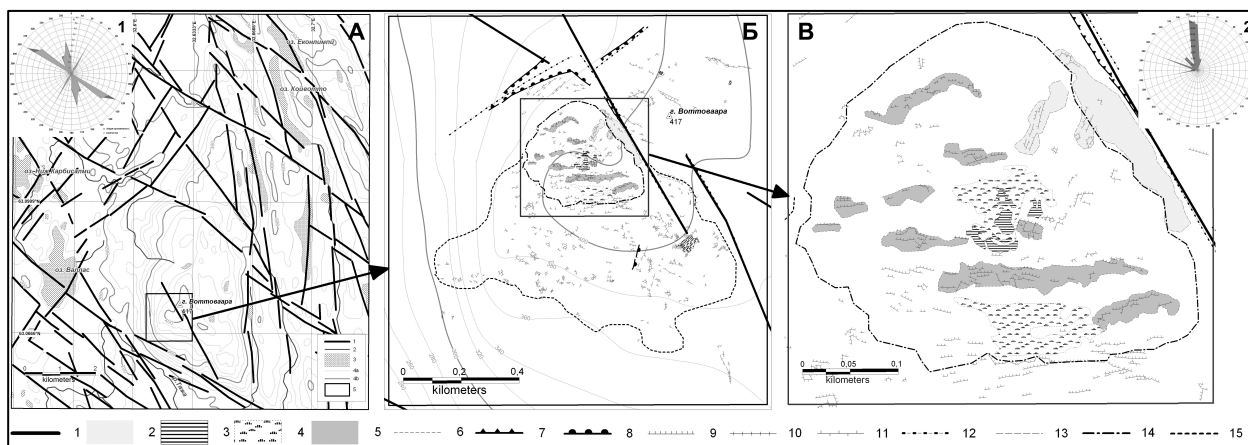


Рис.1 Структурная позиция (А), зоны сейсмодетформаций (Б) и сейсмодетформации центральной депрессии (В) г. Воттоваара. Условные обозначения: 1 – разрывные нарушения (по материалам дешифрирования КС); 2 – валообразные гряды; 3 – болота; 4 – заболоченные равнины; 5 – куэстообразные гряды; 6 – границы «куэст»; 7 – обрыв приразломного трога; 8 – бровки склонов приразломных депрессий; 9 – структурно-денудационные уступы; 10 – рвы, раздвиги; 11 – трещины; 12 – тальвеги линейных депрессий; 13 – границы скальных массивов; 14 – граница центральной части сейсмогенной депрессии; 15 – граница внешней зоны сейсмодетформаций

Изучение массива г. Воттоваара в региональных рамках (рис.1, А) показало, что ее морфоструктура определяется развитием разрывных нарушений трех главных направлений (рис.1, диаграмма 1): 1) ЗСЗ ($300-310^\circ$), к которому относится около 37.5% разрывов; 2) ССЗ ($330-360^\circ$), суммарно оцениваемых в 36,5%; 3) СВ ($20-40^\circ$) в которое включены около 17% разрывов. Остальные 9% занимают промежуточное положение или статистически не значимы. Разрывы этих трех направлений ограничивают треугольный в плане блок г. Воттоваара соответственно с ЮЮЗ, ВСВ и ЗСЗ. Характерно, что разрывы СЗ-простираений (1 и 2) более значимо проявляются как в рельефе, так и в геологическом строении: 1) ЮЮВ-ограничение массива ($300-310^\circ$) определяет крутой прямолинейный склон, обращенный к долине р. Тяжа; 2) ВСВ-ограничение ($330-360^\circ$) выражено серией сближенных субпараллельных разрывов, определяющих линейные грабенообразные депрессии, занятые речными долинами и озерными бассейнами. Кроме этого и во

внутреннем строении массива проявляются разломы этих двух направлений, формируя блоки более высоких порядков. В привершинной части г. Воттоваара в районе развития сейсμοдеформаций хорошо выражен именно разрыв СЗ-направления (330°).

Соотношение морфологически хорошо выраженных разрывов с древними разломами, проявляющимися в структуре архейско-протерозойского фундамента [3] показывает, что ВСВ и ЮЮВ ограничения массива сопряжены с двумя региональными сбросо-сдвигами, трассирующимися: 1) в первом случае (360°) с севера на юг от озер Еконлимпи и Койвотто по субмеридиональному участку долины р. Тяжа; 2) во втором случае (330°) с юго-востока на северо-запад от долины р. Тяжа в направлении озер Валлас и Нижнее Карбисалми. С этими же разломами пространственно, и, по-видимому, генетически связаны озовые гряды последнего оледенения, развитые в районах озера Койвотто, верхнего участка долины р. Тяжа, а также озер Валлас и Нижнее Карбисалми [4], свидетельствуя об активности разломов во время дегляциации. Сейсмогенный разлом, к которому приурочено поле сейсμοдеформаций г. Воттоваара относится к одному из основных активизированных разломов, выделенных на основании палео-, исторических и инструментальных данных в восточной части Фенноскандии [5].

Основные выводы. 1. Формирование котловинного рельефа в районе вершины г. Воттоваара связано с периодическим (меж- и послеледниковым) сейсмогенным дроблением и выносом материала ледником. 2. В поздне- и послеледниковое время активизация разломов происходила неоднократно. 3. В качестве активизированных разломов следует признать разрывы СЗ-простираций, из которых, прежде всего, выделяется обновленный протерозойский разлом с аз. пр. 330° , одна из ветвей которого развита в районе вершины г. Воттоваара. 4. Для активизированного разлома характерна правосдвиговая кинематика, проявившаяся как в строении рельефа, так и в направленном смещении крупнообломочного материала в зоне сейсмогенных деформаций.

Литература

1. Лукашов А. Д. Геодинамика новейшего времени // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск, 2004. С. 150-191.
2. Природный комплекс горы Воттоваара: особенности, современное состояние, сохранение. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. 158 с.
3. Тектоническая карта Республики Карелия. Масштаб 1:1000000. Автор Ю.Й. Сыстра. Институт геологии КарНЦ РАН. Петрозаводск: ИГКарНЦРАН, 1996.
4. Quaternary deposits of Finland and northwestern part of Russian Federation and their resources. Scale 1:1 000 000. Niemel, J., Ekman, I., Lukashov, A. (Eds.). Geological Survey of Finland and Russian Academy of Science, Institute of Geology, Petrozawodsk. 1993.
5. Никонов А.А., Шварев С.В. Активные разломы и очаги сильнейших землетрясений Восточной Фенноскандии // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы: материалы XIX научно-практической конференции с международным участием 7-10 октября 2014 года. Воронеж: Издательско-полиграфический центр «Научная книга», 2014. С. 275-279.

ОЦЕНКА ОПАСНОСТИ ВУЛКАНА МОЛОДОЙ ШИВЕЛУЧ ПО ДАННЫМ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ДЕШИФРИРОВАНИЯ И ФОТОГРАММЕТРИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ СТЕРЕОФОТО- И СПУТНИКОВЫХ СНИМКОВ

Шевченко А.В., Свирид И.Ю.

Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга,

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,

al.vic.shevchenko@gmail.com

Молодой Шивелуч – один из наиболее активных андезитовых вулканов Камчатки, расположен в северной части Центральной Камчатской депрессии, в зоне сочленения Алеутской и Камчатской островных дуг. В настоящее время основными рельефообразующими процессами на вулкане являются рост экстрuzивного купола, обрушения его постройки, вызванные гравитационными и эруптивными факторами, а также крупные эксплозии, количество и мощность которых с каждым годом возрастает. Эруптивные события, как правило, происходят внезапно и оказывают воздействие на окрестности вулкана в радиусе до 30 км. Это воздействие может быть непосредственным, либо порождать вторичные явления – лахары, имеющие не менее значительный эффект.

На основе фотограмметрической обработки стереофотоснимков, полученных в разные периоды активности вулкана, построены Цифровые Модели Рельефа (ЦМР) активного купола, определены его высоты и объемы относительно подстилающей поверхности дна кратера 1964 г., получены количественные характеристики изверженного материала, сделаны оценки интенсивности современной экстрuzивной деятельности. По спутниковым снимкам составлена схема отложений вулкана, наглядно отображающая участки его подножия, наиболее подверженные разрушительному воздействию (рис. 1).

12.11.1964 г. на вулкане Молодой Шивелуч произошло катастрофическое извержение, в ходе которого обрушилась постройка массива из нескольких экстрuzивных куполов. На месте обрушения образовался двойной кратер, средний диаметр северной части которого – 1 750 м, южной – 2 050 м; площадь отложений грубообломочных лавин была определена по стереофотоснимкам 1993 г. и составила 104 км². Посредством сопоставления ЦМР, построенных по аэроснимкам, полученным до (1955 г.) и после (1979 г.) извержения 1964 г., определен объем обвалившейся части постройки – 1,03 км³. У нижней границы кратера материал обрушения образовал две ступени, высота верхней достигает 220 м, нижней – 100 м. На остальной площади отложений прежний рельеф был полностью сnivelирован. За обвалом последовало извержение ювенильного материала, большая часть которого была выброшена в виде газов и пепла. Пирокластические потоки сошли по долинам рек на расстояние до 18 км. Так как основная масса обрушения представляла собой в основном уже остывший материал, образовавшиеся лахары не были крупными и не оказали существенного воздействия на прилегающие территории [1].

В течение 16 лет после извержения 1964 г. вулкан Молодой Шивелуч находился в состоянии умеренной фумарольной деятельности. В августе 1980 г. начался рост нового купола, высота которого к концу экстрuzивного извержения в декабре 1981 г. достигла

185 м, объем – 0,02 км³. Средняя интенсивность экструзивного процесса в период 1980-1981 гг. составила 41 100 м³/сут. Над кратером наблюдались слабые пепло-газовые выбросы, сопровождавшиеся сходом лавин на расстояние до 700 м от купола. В этом периоде воздействие эруптивной деятельности на окружающие территории было незначительным, поскольку весь изверженный материал откладывался в пределах двойного кратера.

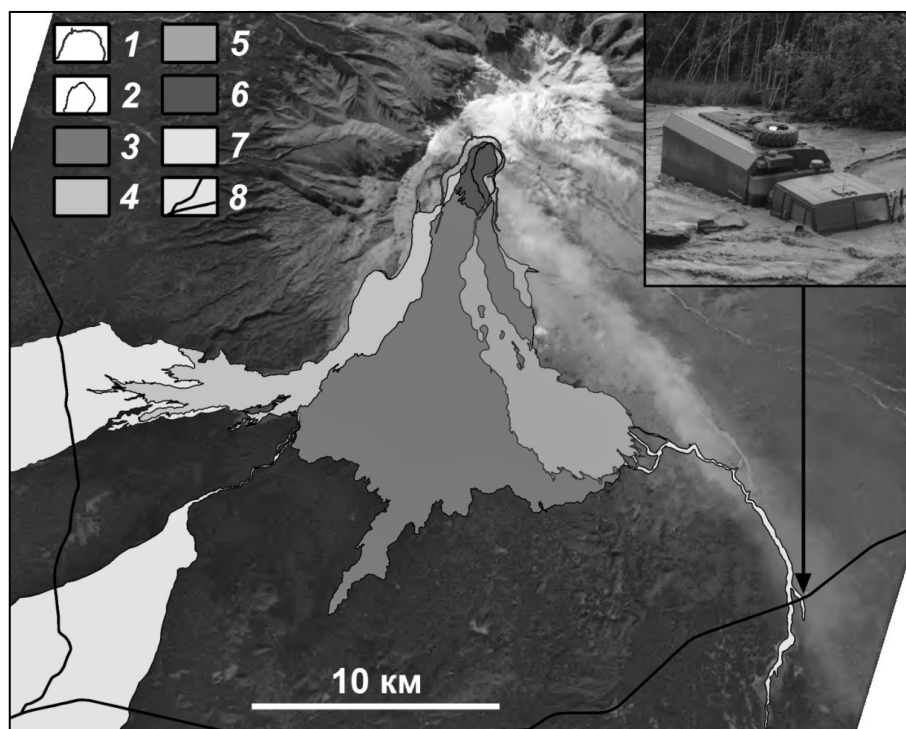


Рис. 1. Схема отложений вулкана Молодой Шивелуч: 1 – контур кратера 1964 г., 2 – контур шарра 2010 г., 3 – обвальные отложения 1964 г., 4 – обвально-пирокластические отложения 2005 г., 5 – обвальные отложения 2010 г., 6 – современный купол с осыпной мантией, 7 – отложения лахаров, 8 – автотрассы. В качестве основы использован масштабированный спутниковый снимок EO-1 2010 г. На врезке – транспорт, застигнутый лахаром на пересечении федеральной трассы Ключи–Усть-Камчатск и русла р. Бекеш.

После прекращения экструзивной деятельности на Молодом Шивелуче усилилась взрывная активность, с 1984 по 1993 гг. на поверхности купола образовывались многочисленные взрывные воронки. Экструзивная деятельность возобновилась в апреле 1993 г. и продолжалась до января 1995 г. К марту 1994 г. осыпная мантия купола заполнила всю поверхность дна кратера. За период 1993-1995 гг. относительная высота купола достигла 300 м, объем – 0,2 км³, средний расход вещества составил 327 100 м³/сут. В отличие от предыдущего периода рост купола в 1993-1995 гг. сопровождался мощными взрывами с образованием пирокластических потоков и порожденных ими лахаров, сходящих по руслам сухих рек южного подножия вулкана на расстояние до 28 км [2].

Современный этап экструзивной активности, начавшийся в апреле 2001 г., на протяжении трех лет предварялся пепло-газовыми выбросами. Деятельность 2001 г. отличалась от предыдущих циклов: пластичный материал выжимался на поверхность в трех секторах купола. Согласно терминологии Х. Уильямса произошла смена типа роста купола: с эндогенного на преимущественно экзогенный [3]. Последняя на данный момент аэрофотосъемка Молодого Шивелуча была выполнена 12.07.2012 г. На эту дату относительная высота купола достигла 526 м, объем – 0,903 км³. Средняя интенсивность

экструзивной деятельности за период с апреля 2001 г. по июль 2012 г. составляет $297\,300\text{ м}^3/\text{сут}$. Однако этот показатель является заниженным, так как по причине нерегулярности облетов вулканом многие впоследствии разрушенные экструзивные образования не были своевременно зафиксированы аэрофотосъемкой, и, таким образом, их объемы невозможно было учесть при подсчете интенсивности. Следовательно, расход экструзивного материала на современном этапе имеет один порядок с расходом в 1993–1995 гг., тем не менее, интенсивность всех опасных явлений заметно возросла. Наиболее вероятным объяснением этого является неустойчивость постройки купола вследствие достижения критической массы, а также – неоднородности строения, обусловленной характерной для настоящего этапа миграцией экструзивных центров. Данные обстоятельства приводят к частым обрушениям отдельных частей купола, наиболее крупные из которых отмечались в 2005 и 2010 гг.

В ходе извержения 27.02.2005 г. на ЮЗ склоне купола была образована типичная обвальная форма – шарра. Доля обвального материала является существенной, поскольку объем обрушившейся части купола составил не менее $0,11\text{ км}^3$. Материал обрушения был недавно изверженным и еще достаточно горячим и газонасыщенным, чтобы обладать автоэксплозивностью. Характер движения такого материала при обвале является сходным с движением пирокластических потоков: вторичные (неэруптивные) пирокластические потоки формируются в процессе обрушения. По причине на порядок большего объема движущегося раскаленного материала такие события обладают значительно более высокой опасностью, нежели потоки эруптивной пирокластики. При обрушении 2005 г. обвально-пирокластические отложения покрыли ЮЗ сектор подножия Шивелуча площадью $22,7\text{ км}^2$, их западная граница находится на расстоянии 2,2 км от локальной автотрассы. При дальнейшем увеличении размеров купола и его разрушении с выносом материала в ЮЗ направлении автотрасса может оказаться в зоне фатального поражения обвально-пирокластической лавиной. Самое крупное с 1964 г. обрушение на Молодом Шивелуче объемом $0,28\text{ км}^3$ произошло 27.10.2010 г. Им была затронута почти половина постройки купола, материал был вынесен в восточном направлении по руслу р. Кабеку на 16 км. Площадь отложений составила $27,4\text{ км}^2$. Обвал произошел на фоне снижения сейсмической активности в постройке, что указывает на дополнительный фактор опасности гравитационных обрушений купола – их непредсказуемость.

Неизбежным следствием обвалов постройки активного купола и пирокластических потоков являются лахары, которые в настоящее время представляют наибольшую опасность и наносят существенный вред инфраструктуре района. В 1993 г. лахар размыв двухкилометровый участок дороги в устье р. Байдарной (19,5 км к ЮЗ по прямой от активного купола). Однако потенциальному воздействию лахаров в этом месте подвержен более протяженный (5 км) участок дороги, проходящий по конусу выноса, образованному прежними лахарами. Лахары, сошедшие на более ранних этапах активности вулкана по руслу р. Каменской, также образовали мощный конус выноса, по которому проложен десятикилометровый участок дороги. В настоящее время лахары останавливаются в 6 км от данного участка и в случае усиления активности, вероятно, перекроют его. Наибольшему разрушительному воздействию подвержены дорожные объекты на пересечении автотрассы Ключи – Усть-Камчатск и русла р. Бекеш (22 км к ЮЮВ по прямой от активного купола), где лахарами периодически повреждается мост и разрушается дамба. Иногда, двигаясь с небольшой скоростью, но, появляясь неожиданно

для людей, пересекающих русло сухой реки на автотранспорте, они покрывают транспорт и в результате быстрого высыхания погребают его в своих отложениях.

Литература

1. Горшков Г.С., Дубик Ю.М. Направленный взрыв на вулкане Шивелуч // Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969. С. 3-37.
2. Хубуная С.А., Жаринов Н.А., Муравьев Я.Д., Иванов В.В., Богоявленская Г.Е., Новгородцева Т.Ю., Демянчук Ю.В., Будников В.А., Фазлуллин С.М. Извержение вулкана Шивелуч в 1993 г. // Вулканология и сейсмология. 1995. № 1. С. 3-19.
3. Шевченко А.В., Свирид И.Ю., Двигало В.Н. Современная экструзивная деятельность вулкана Молодой Шивелуч по данным геоморфологического дешифрирования и фотограмметрической обработки стереофотоснимков // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 24. С. 147-159.

Секция 2

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЗАДАЧАХ РЕСУРСОБЕСПЕЧЕНИЯ

РЕКРЕАЦИОННО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Акпамбетова К.М.

*Карагандинский государственный университет им. Е.А. Букетова,
akamshat@yandex.ru*

Развитие народного хозяйства Казахстана повлекло урбанизацию значительных территорий. В связи с этим возникают проблемы не только изменения и преобразования природы, но и компенсации основных природных функций, нарушенных хозяйственной деятельностью, особенно в районах добычи и переработки минерального сырья. Активный отдых населения, интерес к которому все более возрастает, также оказывает определенное влияние на окружающую среду. Это вызывает необходимость решения ряда принципиальных вопросов, связанных с общей проблемой охраны природы – разработку территориальной планировочной структуры рекреационного природопользования для удовлетворения потребностей отдыхающих, являющихся ведущим элементом рекреационной системы [1]. Проблема сохранения уникальных, неповторимых по красоте участков ландшафта в сочетании с их рекреационным использованием становится все более важной. Поиск новых решений привел к созданию природных национальных парков – наилучшей формы охраны природы и организации отдыха. Идея создания природных парков подразумевает главным образом охрану природы, отдых здесь играет второстепенную роль. Поскольку каждый регион характеризуется определенными уникальными природными условиями, не может быть единых требований для определения туристской или охраняемой территории.

Организация природных парков в республике обеспечивает резервирование больших территорий не только в целях охраны природных комплексов, но и для будущего рекреационного использования. Относимые к природным паркам территории имеют большое количество природных объектов, в том числе и геоморфологических. Поэтому для каждого из природных национальных парков определен свой режим использования и охраны природы, своя планировочная организация территории. На территории Казахстана особо охраняемых природных территорий республиканского значения, куда внесены природные заказники, национальные парки, заповедники и ботанические сады, насчитывается чуть более сотни [2]. Однако заповедное дело в степных и пустынных зонах имеет невысокую степень развития.

В аридных ландшафтах Центрального Казахстана имеются перспективные для охраны и восстановления редких видов животных и растений участки степей и пустынь. Наряду с такими известными Государственными национальными природными парками, как Каркаралинский и Баянаульский, появились «Кокшетау», «Буйратау», «Бурабай». Основной целью создания ГПП «Буйратау» является сохранение и увеличение

биологического разнообразия диких животных и растений, развитие экологического туризма, расширение экологических знаний. Природный парк создан в декабре 2001 года на территории Белодымовского лесничества близ горного массива Ерейментау. В целях более эффективной охраны животного и растительного мира природного парка «Буйратау» выделена охранный зона общей площадью 41,195 тыс. га. На территории парка ковыльная и ковыльно-разнотравная растительность степи сочетается с тенистыми приречными черноольховыми лесами, с берзовым криволесьем на горных склонах. Здесь обитают такие животные, занесенные в Красную книгу, как архары и сибирская косуля. В степных угодьях и на склонах сопков хорошо видны бутаны сурка-байбака, характерные для региона. На вершинах гор Агдын и Калчулган находятся гнездовья беркута. Из птиц встречаются белая и серая куропатка, каменный дрозд, индийская пеночка и горихвостка-чернушка, белошапочная и садовая овсянка, большая синица, коньки, жаворонки. Благодаря разнообразному рельефу, малоснежью, обилию водоемов в недалеком прошлом здесь обитали маралы, куланы, лоси и кабаны. Подходящие условия для жизни этих животных сохранились и сейчас. В 2002 году построены вольеры для содержания копытных, общей площадью 400 га, завезены более 30 маралов из различных мест Казахстана. Первые олени появились в вольере в 2004 году. Вольерное содержание позволит увеличить поголовье и обеспечить полную охрану от внешних неблагоприятных факторов. Площадь ГНПП «Буйратау» увеличится до 103588 га. Мотив организации – сохранение, изучение и рекреационное использование уникальных природных комплексов сухих степей. Объектами охраны являются экосистемы горно-степного массива Ерейментау, эндемичные, редкие и исчезающие представители животного и растительного мира, геоморфологические объекты. Режим охраны – заказной, заповедный и регулируемый. Расширение существующих Государственных национальных природных парков (ГНПП) и государственных природных заповедников (ГПЗ) позволит обеспечить максимальную возможность сохранения биологического разнообразия растений, животных, внутривидового генетического разнообразия экосистем, способность биологических ресурсов к самовосстановлению, а также геолого-геоморфологических памятников природы:

1. Баянаульский ГНПП. Площадь – 50688 га, расширение – 72990 га. Основанием для расширения территории парка является охрана мест обитания архаров, эталонных типов зональных типчаково-ковыльных степей. Режим охраны – заказной.

2. Каркаралинский ГНПП. Площадь – 90323 га, расширение – 50000 га. Основанием для расширения послужила охрана мест обитания архаров, беркутов, сокола-балобана, черного аиста, филина, дрофы, эталонных типов зональных типчаково-ковыльных степей, эндемиков (барбариса каркаралинского, смолевки каркаралинской). Режим охраны – заповедный, заказной и регулируемый.

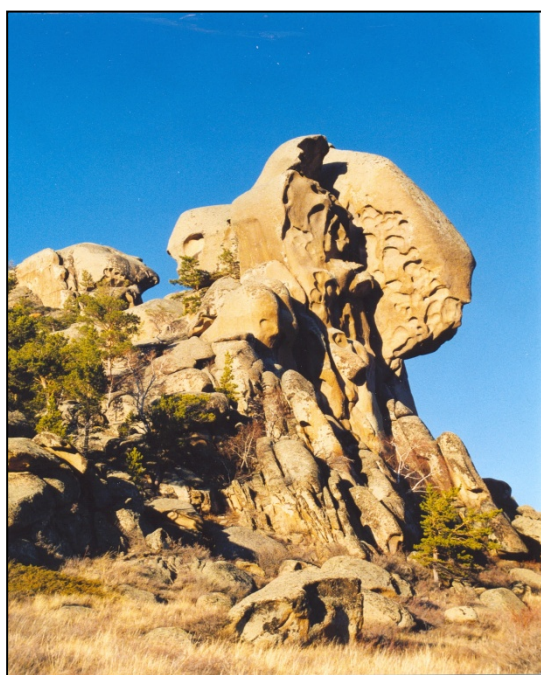
3. ГНПП «Кокшетау». Площадь – 134511 га, расширение – 80994 га. Основание – придание статуса ООПТ участкам колочных лесов лесного фонда, имеющих особое защитное и водорегулирующее значение. Режим охраны – заповедный, заказной и регулируемый.

4. Коргалжынский ГПЗ. В ГПЗ входят Коргалжынская система озер и озеро Тенгиз, прилегающая к ним двухкилометровая зона степи. Площадь – 258963 га. Расширение – 110000 га. Основанием для расширения явилось: а) западные степи – места постоянного отела сайгаков; б) большие колонии сурка-байбака; в) восточные степи – места обитания

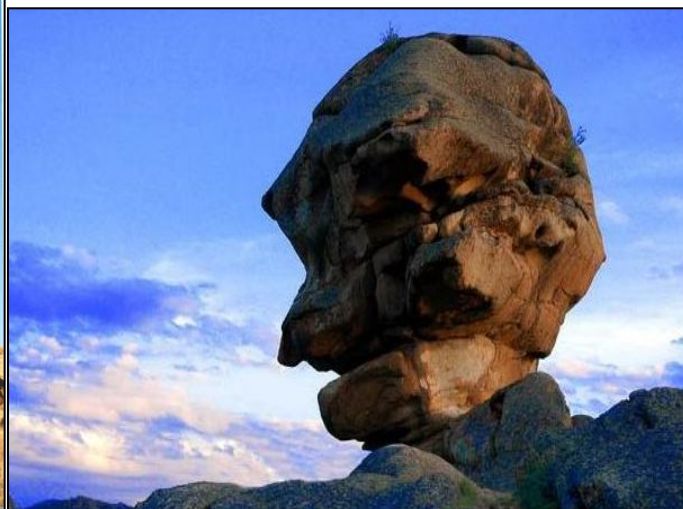
кабана; г) озера – места постоянного скопления водоплавающей птицы. Режим охраны – заповедный, разрешено проведение научно-исследовательских и мониторинговых работ.



Рис. 1. Озеро Торайгыр БГНПП (фото Г. Каримовой).



А



Б

Рис. 2. Геолого-геоморфологические памятники: А. Кентского заказника – «Аулиетас»; Б. Баянаульского нац. природного парка – «Кемпиртас» (фото А. Бутырина).

На территории Центрального Казахстана предполагается создание природного резервата «Пойма реки Иртыш». Основанием для организации государственного природного резервата (ГПР) является охрана редких и ценных видов флоры и фауны поймы реки Иртыш, археологических памятников истории: древних стоянок и погребений, палеонтологических находок. К объектам охраны отнесены редкие и ценные виды растительного и животного мира. Режим охраны – заповедный, заказной и регулируемый. Таким образом, рекреационно-геоморфологический потенциал Центрального Казахстана позволяет проведение мероприятий для усиления охраны

ландшафтного и биологического разнообразия, водно-болотных угодий степной и полупустынной зон, имеющих огромное значение для сохранения и восстановления популяций редких и исчезающих видов крупных млекопитающих и птиц; взять под охрану эндемичных и редких представителей растительного мира, археологические и геолого-геоморфологические памятники природы; создать в регионе систему охраняемых природных территорий, гарантирующих устойчивость условий окружающей среды.

Литература

1. Бредихин А.В. Рекреационно-геоморфологические системы. – Смоленск: Ойкумена, 2010. – 328 с.
2. Об утверждении Программы развития системы особо охраняемых природных территорий Республики Казахстан на 2007-2009 годы. – Постановление Правительства Республики Казахстан от 13 октября 2006 года № 990.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМ БЕРЕГОПОЛЬЗОВАНИЯ О. САХАЛИН

Афанасьев В.В.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, vvasand@mail.ru

Сахалинская область сегодня – это зона максимального экономического роста Дальнего Востока и его темпы в последние годы являются одними из самых высоких, как в ДФО, так и в России. Тем не менее, региональная система «берегового» природопользования в областискладывается стихийно и бессистемно. Самым очевидным следствием такого подхода является то, что хозяйственная деятельность на побережье производится без учета не только внезапных экстремальных событий редкой повторяемости, но и установленных эволюционных тенденций развития береговой зоны, а объекты повышенной сложности проектируются без учета изменения среды в период эксплуатации.

Обозначим основные, на наш взгляд уже «проявившиеся» проблемыиспользования ресурсов побережья о. Сахалин:

- Защита территорий и коммуникаций.
- Деграация рекреационных ресурсов побережья.
- Выбор варианта (тоннельный, мостовой) железнодорожного перехода через пролив Невельского.
- Обеспечение безопасности подводных трубопроводов действующих нефтегазовых проектов.
- Развитие марикультуры и сохранение биоразнообразия прибрежных вод.
- Заносимость акваторий и подходов каналов портов, блокировка проливов и устьев рек аккумулятивными образованиями.
- Отсутствие механизмов взаимодействия комплексного (территориального) и отраслевого планирования развития прибрежной зоны Сахалинской области.

Проблемы озвучены и работа по их решению ведется. Достигнуты серьезные научные результаты по измерению параметров современных морфолитодинамических

процессов в береговой зоне. Актуализированы и изучаются конкретные механизмы прибрежно-морского морфолитогенеза приливных субарктических морей. На основе анализа гидрометеорологической и палеогеографической информации выполнены среднесрочные и долгосрочные прогнозы развития береговых морфолитосистем.

Проведенные исследования, однако, показали, что геоморфологическая составляющая решения проблем берегопользования гораздо шире, чем выше обозначенная. Что именно морфолитосистемный подход лежит в основе ресурсно-прогнозного блока комплексного управления прибрежными зонами, являясь в настоящее время универсальным инструментом обобщения в системе получения знаний о состоянии побережий.

БАССЕЙНОВО-ДОЛИННЫЕ СИСТЕМЫ: ЦИВИЛИЗАЦИОННЫЙ АСПЕКТ

Борсук О.А.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
borsuko39@gmail.com*

Использование закономерностей строения и эволюции разнопорядковых бассейново-долинных систем в различных природных условиях прослеживается с первых шагов освоения геоморфологических ландшафтов, с неолитической революции.

Предгорья и подгорные равнины в разных частях света, прежде всего, в Евразии и Южной Америке, на рубеже IV-III тысячелетий до н.э. оставили зримые следы агродеятельности там, где были центры культурных растений. Новейшие материалы по древним культурам и цивилизациям представлены в работе Ю.Е. Берёзкина [1] по аридным регионам. Очевидно, что климатические характеристики – температуры и осадки во многом определяют эволюцию бассейново-долинных систем, их изменения под влиянием стока – жидкого и твёрдого. О.А. Борсук [3] отмечал особенности эрозионных процессов и геориски на малых и средних реках в гумидных зонах при хозяйственном освоении бассейново-долинных систем от древности до наших дней.

Геолого-геоморфологические особенности территории, степень горизонтальной и вертикальной расчленённости, морфология бассейново-долинных систем, сужения и расширения днищ долин и наличие террас, включая структурные, а также антропогенные образования в процессе хозяйственного освоения бассейна могли существенно изменять естественное развитие геосистем. По мере увеличения порядка (размера) реки и её бассейна, главное интегрирующее звено в геосистеме – русло и особенности строения днища долины достаточно быстро реагировали на изменения речного стока, вызванные не только природными, но, в значительной степени, антропогенными воздействиями на речной бассейн. Горизонтальные и вертикальные деформации русел рек достаточно быстро реагировали на вмешательство человека в природную среду [7].

Показательны примеры влияния строения бассейново-долинных систем в аридных районах западного побережья Южной Америки и Передней Азии, включающей предгорья и подгорья на территориях Туркмении и Узбекистана.

Между Андами и Тихим океаном протянулась полоса наклонных, местами всхолмлённых равнин, пересекаемых нижними течениями малых и средних рек, берущих начало в горах. Расселение народов шло по прибрежным оазисам, здесь же находились крупные поселения [1]. В горах располагались крепости, и широко использовались грунтовые воды при террасовом землепользовании. Наиболее приемлемыми для занятия земледелием были прибрежные земли, где располагались крупные поселения-города и монументальные культовые центры. Они возводились на высоких платформах из сырцового кирпича, высотой 11-12 и более метров, площадью от 0,5 до 10 га. Таким образом, выравнивался рельеф для сооружения монументальных центров. Вокруг них системы каналов орошали земли поселения, возникали в устьях рек, где, кроме земледелия, занимались рыболовством, выходя в океан на тростниковых лодках, или же у выхода речек на прибрежную равнину, где располагались головные сооружения оросительных каналов.

Отдельные племена или племенные союзы, осевшие у более крупной бассейново-долинной системы, получали лучшие возможности для развития земледелия. Экономическая «мощь» позволяла захватывать соседние речные бассейны, подчиняя населяющие их народы. Природные катастрофические явления, прежде всего, землетрясения могли разрушать ряд поселений, но миграции вдоль побережья позволяли сохраняться отдельным культурам длительное время. Климатические изменения, аридизация территории в середине первого тысячелетия н.э. привели к развитию эолового рельефа. Из-за движения дюн в низовьях р. Моче оказалась под песками, и была покинута столица древнего государства.

В аридных областях Передней Азии на грандиозных конусах выноса рек и речек, малых и средних, возникают поселения и города, питаемые водами малых и средних по площади водосборов. На «слепых» дельтах рр. Туджен и Мураб возводятся на глинобитных платформах крупные города, соединённые торговыми караванными путями, ведущими в Центральную Азию. Одним из таких путей был Шёлковый. В горах и предгорьях, в адырной зоне, были леса – арчи и другие древесные породы покрывали склоны гор, на выходе из гор реки пересекали поднятия, создавая теснины. Здесь также строились системы каналов, а на рукавах дельт возникали цепочки городов. В теснинах долин создавались плотины, возникали небольшие водохранилища. Вырубка лесов и возрастающая аридизация климата вынудили перемещать поселения ближе к горам – древние поселения частично поглотила пустыня (барханы и дюны) [2].

В гумидных условиях Средиземноморья срабатывал механизм развития эрозии, что отчётливо прослеживается на острове Крит [3,4].

Рассматривая угасание одной из древнейших цивилизаций – крито-минойскую, которая не смогла пережить природную катастрофу – взрыв вулкана Санторини, землетрясения и цунами, обнаруживаем резкое ухудшение экологической ситуации на острове, некогда залесённом на 80%. Сведение лесов, тотальная эрозия, формирование обширных конусов выноса эрозионных систем и обнажение карбонатных карстуемых пород во многом подготовило цивилизацию к исчезновению. Отметим, что все значительные поселения-города находились «на холмах», практически вне цунамиопасной зоны. Но подрыв экономической базы, превращение сельскохозяйственной житницы острова – бассейна р. Массера – в оголённую, со смытыми почвами, холмистую равнину, не могло не отразиться на поселениях, таких, как

Кносс, Фест, Агиа, Триада и многих других, откопанных ныне археологами. Современное сельское хозяйство Крита приспособилось к изменившимся условиям, за последнее тысячелетие сменив агрокультуры и агротехнику.

Древние цивилизации Средиземноморья повторяли стереотипы поведения крито-минойцев в речных бассейнах, с поражающей точностью пошли по пути губительных алгоритмов – вырубка лесов, смыв почв, резкое усиление аккумуляции на днищах речных долин и переходу поверхностного стока в подрусловой и подземный, особенно в карстовых районах.

Вырубка лесов в бассейнах средних и малых рек Средиземноморья, в горах и предгорьях – изменила режим стока как жидкого, так и твёрдого. Сильная расчленённость береговой зоны, многочисленные узкие и глубокие заливы, некогда служившие отличными гаванями, у которых вырастали города в греко-римскую эпоху освоения Средиземноморья, быстро, в течение 500-1000 лет заполнялись наносами, превращались в заболоченные дельты выдвигания, становясь гиблыми местами из-за эпидемий малярии. Города Малой Азии – Фазелис, Демре и другие – потеряли своё значение и были оставлены населением.

На реках более крупных порядков, например, Арио, Тибр и другие, процессы заносимости приустьевых участков и принимающих речные наносы заливов шли более быстрыми темпами; такой город как Пиза потерял значение крупного порта всего за несколько сот лет [4].

Особо остановимся на работе Л.И. Мечникова [5]. Бассейно-долинные системы исторических рек реагировали на особенности освоения тех или иных территорий. Крупные реки высоких порядков, такие как Нил, Тибр, Евфрат, Инд, Хуанхэ и Яндзы, отличались не только своим местоположением, но и особенностями гидрологических режимов. Если особенности стока Нила в Древнем Египте могли быть предсказуемыми, а, соответственно, и предсказуемы и геориски (до эпохи появления гигантских оросительных систем [6], то для остальных названных речных бассейнов они оставались слабо прогнозируемыми. Единственно очевидная истина – затопление днищ долин – процесс естественный, поэтому выход был найден ещё в древности – создание искусственных насыпных постаментов для городов, т.е. выведение из зоны риска наводнений и ограждение русел норовистых рек дамбами (китайская цивилизация). Увеличение уровней подъёма воды в соответствии с антропогенной аккумуляцией, приводило к катастрофическим наводнениям, затоплению поселений и формированию так называемых стерильных прослоев в культурном слое, оставленном жителями. Пояса блужданий на равнинах в низовьях рек составляли десятки и даже сотни километров. Маятниковая миграция русел могла в какие-то периоды времени оставить приречные города без воды, а поля – без оросительных систем.

Исчезновение городов за счёт катастрофических наводнений было характерным для многих цивилизаций древности, развивающихся в нижнем и среднем течении исторических рек в аридной и семиаридной зонах.

По данным индийских геологов, знаменитые города Мохенджо-Дара, расположенный на р. Инд в Синде, и Хараппа, на его притоке в Пенджабе, были, вероятно, оставлены в результате капризов изменений русел рек и повторяющихся наводнений. Отложения последних, в конечном счёте, и погребли их. Уход русел рек был гораздо более ощутимым и тяжёлым последствием для населения, чем набеги кочевников

или даже землетрясения. Период борьбы за выживание и сохранение цивилизации – период застоя и упадка – длился около двухсот лет. В результате ослабленное государство исчезло под ударами природы, а территория позже была занята скотоводами-кочевниками.

Литература

1. Берёзкин Ю.Е. Между общиной и государством / СПб.: Наука. 2013. 256 с.
2. Бондарев Л.Г. История природопользования / М.: МГУ. Географ. ф-т. 1999. 110 с.
3. Борсук О.А. Бассейново-долинный анализ георисков для поселений в речных системах. Вероятностные сценарии // Природные риски: анализ, оценка, картографирование / Мат-лы Международной науч. конф. М.: Изд-во МГУ. 2013. С. 29-33.
4. Борсук О.А., Снытко В.А. Природопользование на острове Крит: от древности до современности // Геология и цивилизация. / Мат-лы VIII Международной конф. Т. 2. СПб.: Изд-во РГПУ. 2013. С. 5-8.
5. Мечников Л.И. Цивилизация и великие исторические реки. М.: Айрис-пресс. 2013. 320 с.
6. Прусаков Д.Д. Природа и человек в древнем Египте//М.: Московский лицей. 1999. 240 с.
7. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т.1 Русловые процессы, факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел // М.: Изд-во ЛКИ. 2008. 608 с.

ТОМБОЛО И КРУПНЫЕ ПРИБРЕЖНЫЕ АККУМУЛЯТИВНЫЕ ФОРМЫ – ЕСТЕСТВЕННЫЕ ФОРТИФИКАЦИИ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Борсук О.А., Бадюков Д.Д.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
borsuko39@gmail.com, danilab49@mail.ru*

Крупные аккумулятивные формы – примкнувшие морские террасы, наволоки, береговые бары (пересыпи) и томболо часто соединяют возвышенные мысы из коренных пород, далеко выдающиеся в море, с материковым берегом. Во многих случаях в голоцене эти мысы отделялись проливами и служили удобными местами строительства укрепленных форпостов и крепостей. Впоследствии при изменениях уровня моря активизация береговых процессов приводила к росту крупных аккумулятивных форм. Рассмотрение особенностей коренных мысов или островов с крупными аккумулятивными формами, в том числе с томболо, соединяющих их с прибрежной сушей, превращенных уже в древности в крепости, начнем с Западного Причерноморья, побережья Болгарии, от Солнечного Бряга до Созополя. Большая часть побережья расположена в пределах Бургасской низины. Современный морфологический облик эта территория приобрела в результате сложного взаимодействия эндо- и экзодинамических процессов в период от неогена до наших дней. Рассматриваемый район, в основном, развивался в пределах Бургасского синклинория, сложно построенного, с системой блоков и разделяющих их

разломов. Разнонаправленность неотектонических движений даже в пределах небольших блоковых структур и эрозионные и абразионные процессы, прямо связанные с эволюцией Черноморского бассейна, его эвстатическими колебаниями, определили современный облик региона [1]. Несколько обособлено побережье в районе Созополя, где отроги гор подходят к побережью.

Продольный профиль поверхности мысов асимметричен, наклон поверхности от взморья к побережью. Разница высот поверхностей останцов коренных пород в разных частях не превышает нескольких метров, при общей высоте над уровнем моря не более 15-17 м. Все возвышенности вместе с аккумулятивными формами лежат на борту Бургасского синклинория и их асимметрия связана с погружением его осевой части. Коренные породы возвышенностей представлены известняками неогена. Их четыре, на них возведены города – Несебр, Поморие, центр Бургоса и Созополь. Высота их на взморье не превышает 15-20 м.

Остров, на котором построен город Несебр, имеет длину 850 м, ширину около 300 м, высота его не превышает 17-18 м. С высоты птичьего полета ныне остров-град напоминает гигантского рака или лангуста, ползущего к берегу. Одна его клешня – песчаное томболо, ныне укрепленное глыбами, соединяющая остров с материком, другое, созданное человеком из бетона и наброса глыб (ныне там гидротехнические сооружения, защищающие бухту от штормов). Перешеек-томболо было легко рассечь каналом, да и в период сильных штормов он заливался морскими водами. К острову можно было подойти и штурмовать его с моря, но крутые обрывистые абразионные берега осложняли высадку десанта. К тому же город по бровке обрывов опоясывался стенами. Часть из них находится под водами Чёрного моря. Планировка улиц и площадей четко следовали рельефу – центральная улица как бы продолжала томболо, шла четко по водоразделу, на небольших террасовидных участках давая место площадям. Преобладание двухэтажной застройки с выдвиганием эркера над улицей создавало их затененность. Архитектурная пластика четко наследовала пластику рельефа. Несебр включен в список наследия человечества. Древний Созополь коротким томболовидным перешейком также соединен с берегом. Но в отличие от Несебра, чего-либо от древности в нем мало сохранилось. Несебр гостеприимно впускал всех пришельцев-завоевателей, сохраняясь как торговый и религиозный центр, Созополь отстаивал свою независимость и многократно разрушался на протяжении полутора тысяч лет. Археологи восстанавливают по фундаментам зданий и руинам былое величие Созополя – остатки крепостных стен свидетельство его мощи.

Особо стоит Поморие, соединенный двумя низкими аккумулятивными формами с берегом. Его слегка вытянутая вдоль побережья форма, также как и упомянутые две аккумулятивные формы, асимметрична, высота над уровнем моря не превышает 10-12 м. Одна из этих форм, южная – аккумулятивная морская терраса. Славу городу, в котором в древности была крепость (римская эпоха) ныне создает лагуна, отгороженная от моря с восточной стороны типичным баром. Высота бара не превышает 3-5 метров, песок на нем переветян, небольшие 2-3-метровые дюны разнообразят монотонный ландшафт.

Во время зимних штормов волны переносят массу черноморской воды через бар в лагуну-озеро. Зоо- и фитопланктон попадает в весьма соленое озеро-лагуну. В теплый период в лагуне идет сильное испарение привнесенной воды, живые организмы погибая, формируют знаменитые грязи. Бальнеологический курорт, существующий с древних времен греческой и римской эпох приобрел европейскую известность.

Бургас, который располагается на возвышенности, протягивающейся на СЗ, окружен лагунами, сформировавшимися на низкой прибрежной равнине. Южная окраина города выстроена на пересыпи, отделяющей лагуну Бургас от моря. Город весьма сильно изменен сооружением в нем огромного порта. Он никогда не был крепостью, но начатые в XX веке и продолжающиеся до наших дней перестройки – здесь военно-морская база НАТО, крупнейший торговый порт – заставляют обратить внимание на его природное окружение.

В Восточном Средиземноморье древний Тир угнезвился на острове, ныне соединенным с материком аккумулятивной формой, напоминающей томболо. Дефицит наносов в проливе между островом и побережьем не сформировал здесь перейму, за островом формировался навалок. Но в 332 году до н.э. к городу подступили войска Александра Македонского. Взять укрепленный город не удавалось, и полководец приказал между отмелью у острова и побережьем построить дамбу, по которой воины двинулись на город и захватили его. Дамба способствовала накоплению наносов в проливе, что привело к возникновению с севера и с юга примкнувших аккумулятивных террас, внешне напоминающих томболо. Остров сложен неоген-четвертичными отложениями и находится на борту медленно прогибающейся мульды.

В Черногории так же известно томболо на побережье у г. Свети-Стефан, где в 1442 году построена крепость и древний крепостной центр г. Ровень. Если Свети-Стефан асимметричен, максимальной высотой до 30-40 м, то в г. Ровень крепость стоит на острове высотой более 50 м, овальной формы, с конусовидной горой, по которой спиралью проложена дорога. Во времена Римской империи здесь также была сделана в узком проливе между островом и побережьем подсыпка галечного материала, то есть томболо имеет, в основном, искусственное происхождение. Пластика рельефа определила плановую основу городов-крепостей.

У западного побережья Италии расположился остров Монте-Арджентарио. Его площадь 60 км², высота 635 м – гора Пунто Телеграфо. Между двух пересыпей, связывающих остров с берегом, лежит лагуна Орбетелло. Ее пересекает надвое выход коренных пород, протягивающийся к острову. Во вдольбереговой поток наносов свой вклад вносит р. Албенья. На барах встречаются дюны, некоторые из них достигают высоты 6-8 метров. Рельеф острова скалистый, изрезанность его берегов обязана структурно-тектоническим особенностям – дизъюнктивным нарушениям разного масштаба, подчеркнутых абразией. История фортификаций на обширном острове насчитывает более 2000 лет. Крупные военные крепости появляются над двумя главными бухтами острова еще в римскую эпоху. В XVI веке испанцы захватили остров и создали сеть укреплений с крепостями, дозорными башнями и сетью дорог. Они контролировали значительную часть Тирренского моря. Ныне остров вместе с аккумулятивными формами – знаменитый курорт. В XX веке по пересыпи была проложена железная дорога, разрушенная бомбардировками союзников и не восстановленная. В части крепостей располагаются монастыри, по которым бродят туристы.

В заключение отметим, что естественные фортификации – коренные мысы с примкнувшими и замыкающими аккумулятивными формами, в том числе и томболо, использовались активно при греко-римской колонизации Средиземноморья и в XIV-XVI веках, когда шла борьба за передел территории между разными государствами.

Литература

1. Р. Ангелова, Д. Евстатиев. Инженерногеоложки условия в района на гр. Поморие//Списание на Българското геологическо дружество, год.72, кн. 1-3, 2011, с. 79-89.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПАМЯТНИКИ ПРИРОДЫ В ДОЛИНЕ И ДЕЛЬТЕ Р. ЛЕНЫ

Борсук О.А., Тимашев И.Е.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
borsuko39@gmail.com, itimashev@rambler.ru*

Долина р. Лена и ее дельта дают возможность увидеть разнообразие форм рельефа, созданного эрозионными, склоновыми, эоловыми, мерзлотными и карстовыми процессами. Грандиозные скульптурные формы поражают масштабами, отражая извечную борьбу эндогенных и экзогенных сил нашей планеты. Самые крупные объекты включены в список природного наследия ЮНЕСКО – Ленские столбы и дельта р. Лена.

Наиболее яркие и выразительные эрозионные формы в долине р. Лена встречаются у г. Киренска. Древний исторический центр города обосновался в XVIII веке на эрозионном останце с уровнями двух эрозионных террас, возникшем в результате рукавного врезания реки. Ниже по течению долина реки образует врезанные излучины, с крутыми бортами, оглаженными до блеска.

В низовьях р. Лена при пересечении хребта Чекановского врезанные излучины в так называемой «Ленской трубе» отличаются более крупными размерами. Глубина вреза долины почти 300 метров, ширина не превышает одного километра, по верхней бровке 2-3 км. Крутостенные борта долины с фрагментами эрозионных и цокольных террас, прослеженных до высоты около 200 метров, деформированы неотектоническими движениями (Тимашев, 1966). На выходе к дельте появляются острова, очевидно с цоколем коренных пород.

Обилие разнообразных мерзлотных форм на бортах долины – от полигональных грунтов до солифлюкционных потоков создают мозаику мезо- и микрорельефа.

Останцовые эрозионные или эрозионо-аккумулятивные образования часто встречаются при впадении крупных притоков в Лену. Они характерны для дельт внутренней, вилуйской и собственно ленской. Высоты эрозионных останцов варьируются от 20-30 м до 100 м. Возможно, их образование и сохранение обязано так называемой «клавишной тектонике», т.е. неравномерным неотектоническим движениям в областях опускания – в Предверхоянском краевом прогибе и дельтовой прогнутой структуре, занятой ленской дельтой.

Останцы, особенно высотой свыше 30-40 м перекрыты лессовидными покровами мощностью в 10-20 м и более. В дельте р. Лена эрозионные останцы обнажены – на о. Столб, что возвышается на выходе русла Лены в дельту, тонкий слой щебня, а на останце Саардах, высотой в 15-18 м, – древние конгломераты палеогена, разрушающиеся под воздействием морозного выветривания. Рассматривая достопримечательные природные

объекты, невозможно обойти вниманием многочисленные эоловые памятники – дюны, как древние, так и возникшие в наши дни. Они сопровождают, как правило, левые террасированные борта долин р. Лена. Правые борта более крутые, подмываемые рекой. Выше поселка Витим дюны, частично поросшие лесом, украшают III надпойменную террасу реки.

На участке от поселка Витим до г. Олёкминска дюны, высотой 8-10 м, почти непрерывно сопровождают боровую надпойменную террасу. Здесь же, в основании песчаной толщи видны прослои ограненной ветром гальки, вертогранников (драйканторы). В Олёкминском расширении выше слияния р.р. Олёкмы и Лены значительные поля дюн, поросших сосняком (высота над урезом рек – 25-30 м).

Выше по течению р. Лена у пос. Битамай высокая, до 40 м над урезом реки, прислоненная дюна, частично засыпавшая песком хозяйственные постройки пос. Битамай. Огромный песчаный побочень был поставщиком песка для формирования природного памятника.

Весьма живописна прислоненная к уступу 30-метровой террасы дюна в Ленской трубе, пос. Чокуровка.

Своеобразным заповедником эоловых форм будет район слияния рр. Вилуя и Лена. Самое ветреное место на территории республики Саха дает возможность увидеть весь набор эоловых форм – от ярдангов на левом берегу Вилуя в цокольных террасах цоколь сложено меловыми литифицированными песчаниками) до обширных полей ветрогранников в предгорьях Верхоянья и на цоколях рр. Лена и Вилуя. Аккумулятивные формы – тукуланы, высотой до 15-20 м, местами образующие барханные цепи, местами разеваемые, а по периферии – покровы лессовидных суглинков, называемых «супесями подтопления». Они, по представлению известных геологов, образовались в озерном бассейне, который возник в результате перекрытия долины р. Лены ледниками Верхоянья. Географическое распределение, соседство эоловых форм – от дефляционных до транзитных аккумулятивных (дюны) и эоловых покровных, лессовидных. Мощность лессовидных суглинков на надпойменных террасах достигает 2-30 м, изменяясь в соответствии с орографической обстановкой. Ряд островов в русле р. Лена за счет перевевания песков и формирования дюн выходят из-под уровня затопления, образуя эрозионные останцы.

Мерзлотные процессы оставили многочисленные формы рельефа – полигональные грунты, поля аласов, бугры пучения – булгуны. Пойма р. Лена и I надпойменная терраса перерабатываются мерзлотными процессами, что хорошо видно с высоких мысов в долине реки.

В бестяхской террасе, что сопровождает русло реки Лена на протяжении нескольких сот километров от г. Иркутск до устья р. Алдан, зеркально блестят вскрытые подмывом водным потоком огромные ледяные клинья, ледяные пластовые жилы. Идет интенсивное опускание берегов, осовы оттаиваемых толщ характерны для обрывов на бестяхской террасе. На наклоненной предгорной равнине у подножья Верхоянских гор – моренные гряды, фиксирующие продвижение ледников.

Самым известным объектом-природным памятником в среднем течении р. Лена являются Ленские столбы, ныне включение в список наследия ЮНЕСКО. По правому борту долина на расстоянии в десятки километров протягиваются скалы-столбы, разбитые трещинами. Высота их над руслом р. Лена изменяется от 170 до 200 м. Склоны отседания

весьма живописны, на поверхности столбов обнаруживается галька, по составу сходная с ленской. Местами отвесные склоны рассечены крутосклонными узкими оврагами, по ним можно подняться на плоские поверхности столбов. Вид на долину великой реки дивный, на склонах противоположного борта – рисунки древних охотников – Ленские писанцы. Естественно они не видны с крутояров, поросших лиственницей. Спускаясь вниз по крутой тропе, видишь расселины, в которых в теплое время года тренируются скалолазы. Выйдя к реке любишь каменную стену с башнями и арками ворот. Изменчивый свет в разное время суток среди скал высветит то руины готических замков, то шествие воинов в шлемах, то застывшую в камне диковинную птицу. Лунный свет воссоздаст в воображении фантастические, наполненные мистическим смыслом картины. С воды, с борта теплохода панорама скал-столбов постоянно меняется, заполняя зрителей радостью от увиденной красоты. Эстету-геоморфологу есть чем восхищаться, выбирая видовые точки для любования красотой. Недаром на поверхности ленских столбов селились далекие предки человека, начиная с палеолита. Великолепный обзор для охотника древности позволял рационально организовывать охоту. Путешествия, прежде всего водные, позволяют увидеть панорамы Верхоянских гор, вершины которых горят на восходе солнца. Участки долин с врезанными излучинами – царство мерзлотных форм, с многими тысячами озер. Академик И.П. Герасимов назвал все многообразие мерзлотных и эоловых форм – «реликтами перигляциальной эпохи».

РЕЛЬЕФ В КУЛЬТУРЕ И ИСКУССТВЕ РОССИИ

Веденин Ю.А.¹, Борсук О.А.²

¹ *Институт культурного и природного Наследия им. Д.С. Лихачёва, vedenin@itp.ru,*

² *МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, borsuko39@gmail.com*

Рельеф как важная скелетная часть ландшафта определяет во многом взаимодействие культуры с природным ландшафтом. Культура входит в геоморфологический ландшафт через материальные объекты, созданные человеком, через многие виды деятельности, определяющие степень и форму взаимоотношений человека (социумов) с природой, и через взгляды человека на окружающий его мир, обусловленные сложившимися у него ценностными критериями. Связь культуры с рельефом того или иного ландшафта осуществляется через процессы деятельности, через потоки энергии и информации, которые связывают культуру и природу [2].

В процессе взаимодействия человека с ландшафтом, при его освоении, эволюционируют составляющие его компоненты, идёт процесс, называемый М.Е. Кулешовой [3] формированием природно-культурного каркаса территории.

«Природно-культурным каркасом называется система наиболее значимых в экологическом и социокультурном отношении структур земной поверхности, ответственные за основные процессы вещественно-энергетического обмена, экологическую устойчивость, социокультурное развитие, ландшафтную дифференциацию и биоразнообразие территорий» [3]. Согласно вышеприведённому определению, культурный каркас всегда тесно связан с природным, под воздействием социумов он будет изменяться. Целенаправленные изменения со временем будут формировать

природно-культурные системы, культурные ландшафты, их сохранение и функционирование необходимо постоянно поддерживать.

Природный каркас территории, т.е. рельеф, связан особенностями геологического строения и эволюции того или иного участка земной коры. Симметрия и асимметрия форм рельефа, высотная дифференциация и экспозиционные различия склонов, водораздельные линии и тальвеги эрозионных систем – создают ландшафтное разнообразие. Очевидно, что с речными долинами – транспортными линиями, по которым идёт сток, жидкий, твёрдый и химический, осуществляются обменные процессы. Взгляд на рельеф как систему, в которой процесс преобразования ландшафтов определяется строением природного каркаса, узлами и линиями, локализирующими и направляющими действия ветровых, водных, литопотоков, создающих коридоры для их проявления, или замкнутые котловины, а, иногда, и водораздельные плакорные участки, до которых импульсы эрозии, идущие от долинных систем, не доходят.

М.Е. Кулешова [3] обращает внимание исследователей на узловые структуры природного каркаса территории, так как освоение природного ландшафта культурой начинается с таких ключевых местоположений. Речные ветвящиеся системы – морфосистемы [7] были не только гидроморфными осями природного каркаса (речных долин, древних ложбин стока, озёрных систем, нанизанных на реки), но и путями освоения местностей, а, соответственно, проникновения разнообразных культур, часто многослойных, созданных различными этносами.

Высотные доминанты могут стать духовными религиозными центрами, отгороженными от жизненной суеты не только природой, но и стенами. Монастыри России яркое тому свидетельство. Красота геоморфологического ландшафта и внутреннее обустройство монастырской территории вызывает восхищение и весьма притягательно.

При освоении территории важным элементом становится имя, присвоенное реке, урочищу отдельным частям рельефа. Прекрасным путеводителем по топонимике может служить работа Э.М. Мурзаева [5] в двух томах, в которой показано как народные географические термины, имена нарицательные переходят в собственные – топонимы.

В культурах народов России реки рассматривались как главные мировые оси. По ним шло расселение, на реках обитали, по поверьям, разные существа – от водяных, русалок до царей вод, грозных и милосердных. Православие также ряд обрядов связывало с реками. Речные долины разных порядков служили не только торговыми путями, но и местами возведению поселений – от небольших деревушек до разновеликих городов.

Структура поселений, особенно древних, чётко регламентировалась долинным рельефом, что показано в работе О.А. Борсука и С.Н. Ковалёва [1].

Тему «Рельеф в искусстве» авторы ограничивают изобразительным искусством, т.е. живописью. Искусство, являющееся активной формирующей силой в ландшафтноформирующем процессе, само составляет часть культурного ландшафта [2].

Народ России, как художник создаёт пейзажную картину на протяжении всей своей истории, создаёт ландшафт и пейзаж (морфологический) своей Родины. Д.С. Лихачёв [4] писал: «Русский крестьянин своим многовековым трудом создавал красоту русской природы. Он пахал землю и тем самым задавал ей определённые габариты. Он клал меру своей пашне, проходя по ней с плугом. Рубежи в русской природе соразмерны труду человеку и лошади, его способностью пройти с лошадью за сохой или плугом, прежде чем повернуть назад, а потом снова вперёд. Приглаживая землю, человек убирал в ней все

резкие грани, бугры, камни. Русская природа мягкая, она ухожена крестьянином посвоему.» (Прим. авторов – до 19 века Россия была преимущественно крестьянской страной.) Необходимо, кроме природного основания, учитывать преобразования, вносимые разными этносами. Так, например, один и тот же рельеф моренного природного комплекса в Эстонии и Псковской области в России – будут существенно различаться, в них обитают люди, относящиеся к разным этносам, разным типам культур, соответственно, различаются духовное и художественно-эстетическое наследие этих районов.

Богатство темы и её широта заставляют обратиться к одному из видов искусства – живописи. Она нашла отражение в замечательных трудах российских учёных – В.П. Семёнова – Тян-Шанского [6] и Г.Ф. Уфимцева [8, 9].

С 18-го века Россия вступает на путь индустриального развития, европейский путь. Одновременно развивается живопись, в том числе пейзажная. Лучшие художники отправляются на стажировки в Италию, где приобретают необходимый опыт. Он позволил в несколько десятилетий поднять пейзажную живопись России на мировой уровень. Но приобретённый опыт долгое время уводит художников от реальной подачи рельефа, вертикальный масштаб на картинах ради выразительности преувеличивался. За это нарушение наказывают студентов – географов, но в живописных полотнах оно встречалось весьма часто. Рассматривая акварели А. Мартынова, на которых изображены сибирские города, обнаруживаешь некоторое искажение масштабов.

Встроенность городов в рельеф как в Средние века, так и в Новое время поражает, даже регулярные планы городов, присланные из столицы, приспособлялись к местным условиям, т.е. рельефу и гидрографической сети. Дань пейзажам своей родины отдали многие известные художники: В. Суриков, изобразивший сурово-прекрасные лики долины Енисея, И. Шишкин – Прикамье, и многие другие. Легко множить и множить имена замечательных российских живописцев, мимо работ которых не пройдёт ни один посетитель музеев России. Это А. Саврасов, И. Левитан и сотни других пейзажистов, среди которых можно назвать и художников, изобразивших вполне конкретные места, как делал В. Поленов по окским речным пейзажам, или художников-путешественников, в чьих работах передавались просторы Азии, Ближнего Востока и Европы (Н. Рерих, И. Шишкин, В. Поленов и другие).

Заметим, что небольшие по размерам водотоки и их бассейны, передавались с наибольшей полнотой художниками, которые изображали горы. Пластика рельефа в горах столь выразительна, что даёт возможность художнику изобразить бассейн низших порядков (1-3) со всеми присущими особенностями, включая различия в экспозициях склонов (обнаженные или залесенные, обвальные или осыпные и т.п.).

Изображение приречных ландшафтов на значительном протяжении было выполнено Н. и Г. Чернецовыми в середине 19 века и А. Боголюбовым, которые, получив задание изобразить берега Волги от верхнего течения (Твери – Боголюбов и Н. И Г. Чернецовы от Рыбинска) создали великолепные серии картин, отразив в них всё многообразие волжских берегов, а также городов, вставших на их берегах. Братья Чернецовы позже, по результатам своих грандиозных трудов, запечатленных в рисунках, акварелях и картинах, создали, на китайский манер, гигантскую панораму, написанную маслом, намотанную на барабаны, вращение которых создавало иллюзию путешествия по Волге. Она была выставлена в стеклянном павильоне в Петербурге. Но, к сожалению,

красочный слой от постоянного трения при перемотке, стал осыпаться, и величественная панорама Волги, с её живописными берегами, градами и весями, через некоторое время пришла в негодность. Но многочисленные виды – утёсы Жигулёвских гор, панорамы городов с реки и окружающих селение холмов, радуют зрителей в музеях Поволжья.

Пейзажи главной реки России – Волги привлекали и привлекают до сих пор художников разных направлений и течений. Но передача огромных пространств России в живописи стала возможной благодаря космонавтике. Художники А. Леонов, В. Джанибеков смогли предать особенности речных бассейнов высоких порядков, где структура речной сети и её зональные особенности великолепно прослеживаются на видах Земли, полученных из космоса. Этот вид живописи пока насчитывает несколько десятилетий, но он, как и бывает у художников, выделяет некоторые главные особенности, планетарные, в устройстве гидросети высокопорядковых бассейнов.

Очевидно, что рельеф, особенно долинный, флювиальный, создал тот природный каркас, который служит основой для формирования культурных ландшафтов, а в целом, через их особенности повлиял на создание великой культуры и искусства России. Новации, в том числе появление новых глобальных тенденций, должны не ломать, а пристраиваться к созданному векам культурному ландшафту России. Сберегая Наследие – сберегаем Народ.

Литература

1. Борсук О.А., Ковалёв С.Н. Закономерности строения эрозионно-русловых сетей и их использование в градостроительстве // Маккавеевские чтения – 2011 – М.: географ. ф-т МГУ, 2012 с. 79-88.
2. Веденин Ю.А. Очерки по географии искусства. М.: РНИКи ПН. 1997 – 224 с.
3. Кулешова М.Е. Культурный ландшафт как наследие. Общие представления, актуализация ценности, исследовательские подходы//Сельские культурные ландшафты. – М.: Экоцентр “Заповедники”, 2013 с.13-39
4. Лихачёв Д.С. Экология культуры// Памятники Отечества №2, 1980, М.: Изд. “Советская Россия”с.10-16
5. Мурзаев Э.М. Словарь народных географических терминов. Справочник в 2-х томах, т.1, 350 с.; т.2., 354 с. – М.: Картгеоцентр – геодезиздат, 1999
6. Семёнов-Тян-Шанский В.П. Район и страна. М.-Л., 1928, 230 с.
7. Симонов Ю. Г., Борсук О.А. Системный подход в геоморфологии и эрозионно-денудационные морфосистемы.//Рельеф и ландшафты. М.: Изд. МГУ, 1977
8. Уфимцев Г.Ф. Наш дом. Человек в планете Земля. – М.: Научный мир, 2011-100с.
9. Уфимцев Г.Ф. Гималайская тетрадь – М.: Научный мир, 2005, 303с.

МОНИТОРИНГ ДИНАМИКИ БЕРЕГОВ ПЕЧОРСКОГО И КАРСКОГО МОРЕЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПРЯМЫХ И ДИСТАНЦИОННЫХ МЕТОДОВ

Вергун А.П., Кузнецов Д.Е., Камалов А.М., Огородов С.А.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
alvergun@mail.ru*

Согласно «строительным нормам и правилам», ни один промышленный объект не может быть возведен без производства натурных наблюдений за динамикой берегов и современными экзогенными процессами. Геотехническая безопасность проектируемых объектов нефтегазового комплекса, а также геоэкологическая безопасность территорий в значительной мере могут быть обеспечены грамотным выбором, во-первых, наиболее динамически стабильного участка берега, во-вторых, учетом величин прогноза динамики берега на период строительства и эксплуатации сооружения.

Достоверный прогноз динамики термоабразионных берегов невозможен без понимания механизма и движущих факторов их развития. Важнейшим звеном понимания механизма развития термоабразионного берега, в свою очередь, являются натурные наблюдения за процессом их разрушения (термоденудации) и отступления берегов (волновой абразии). Только натурный ряд повторных наблюдений позволяет реконструировать условия термоабразии берегов и построить надежные корреляционные зависимости относительно активных гидродинамических факторов, определяющих термический и волновой режим.

Реперы были привязаны к Балтийской системе высот (БС-77). Мониторинг динамики берегов осуществлялся от постоянных реперов методом прямых измерений и тригонометрическим нивелированием. Как правило, устанавливается 3 репера (рис. 1): это позволяет удерживать направление створа при нивелировании и дает возможность восстановить профиль в случае потери одного из реперов в условиях интенсивного отступления берегового уступа. Сеть мониторинга динамики берегов обычно закладывается с учетом геоморфологического и криолитологического строения побережья, что позволит получить полную пространственно-временную изменчивость термоабразионного процесса на протяженном участке побережья (рис. 2).

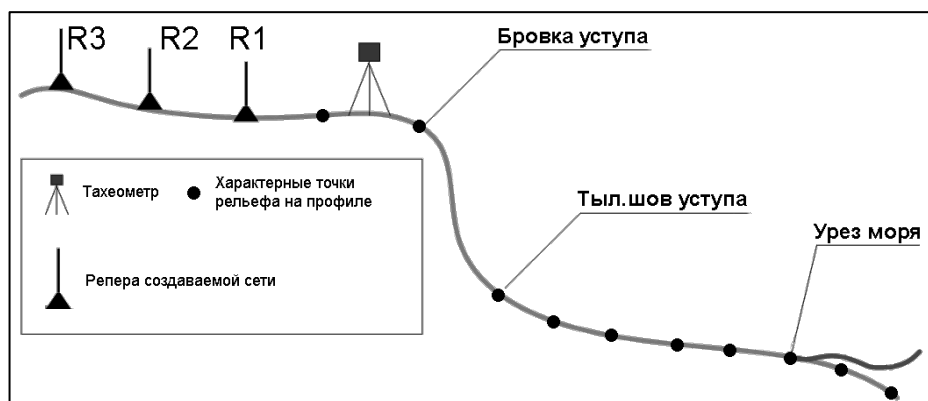


Рис. 1. Мониторинг динамики берегов методом тригонометрического нивелирования.

Надежный метод получения картины многолетней динамики берегов – изучение разновременных аэро- и космических снимков [1]. Среди фондовых материалов

космической съемки наибольший интерес представляют данные высокого разрешения (4-7 м), полученные съемочной системой Сogona за период 1961-1970 гг. Материалы аэрофотосъемки хранятся в бумажном виде в различных организациях и зачастую недоступны для приобретения. На значительную часть исследуемых участков арктического побережья доступны современные материалы сверхвысокого разрешения со спутников Ikonos и QuickBird, а также системы высокого разрешения Formosat 2.

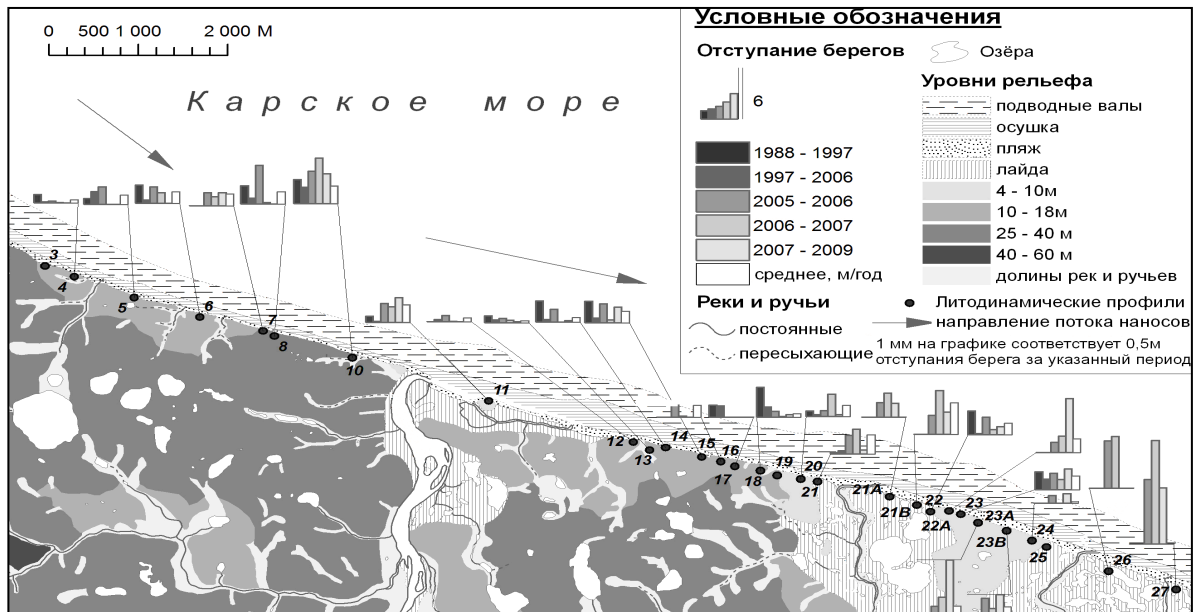


Рис. 2. Карта-схема пространственно-временной изменчивости термоабразии берегов.

Этап подготовки полученных аэрокосмических материалов является важнейшим при проведении исследований динамики берегов. Особое внимание уделяется пространственной привязке аэро- и космических снимков. Снимки Ikonos, QuickBird поставляются с файлами привязки, созданными по параметрам орбиты спутника. Данный вид привязки довольно точен для приморских районов, т.к. погрешности отклонения отметок высот на местности от уровня геоида незначительны.

Более сложной задачей является пространственная привязка снимков Сogona и аэрофотоснимков, которые можно получить лишь в виде простого растрового файла. В качестве опорных данных для привязки этих материалов могут использоваться снимки Ikonos, QuickBird и Formosat 2, а также, при наличии, привязанные топографические карты и планы, полевые точки GPS-измерений. В связи со значительным территориальным охватом космоснимки Сogona при точной геопривязке в своих периферических частях имеют трапециевидные деформации; таким образом, при их привязке требуется использование методов, позволяющих осуществлять искривление исходных данных (полиномиальные трансформации, метод резинового листа). Основная проблема при привязке аэрокосмических материалов – это отсутствие достаточного количества опорных точек, что связано со слабой антропогенной освоенностью исследуемых районов. В связи с этим при привязке широко используются объекты гидрографической сети суши (реки, озера, овраги и балки). При наложении полученных контуров на привязываемый снимок и последовательном совмещении контуров на снимках путем создания набора достоверных опорных точек привязки достигается достаточно точное совмещение привязываемых материалов.

После геопривязки всех имеющихся для данной территории разновременных аэрокосмических материалов наступает этап дешифрирования. К наиболее распространенным и хорошо читаемым дешифровочным признакам в условиях термоабразионных и аккумулятивных берегов арктических морей относятся линия берегового уступа и граница сплошного слоя растительности. По материалам космических снимков оцифровывается бровка берегового уступа (для абразионных участков) и граница сплошного растительного покрова (для аккумулятивных участков). При совмещении границ форм рельефа, оцифрованных на разновременных снимках, можно рассчитать величину деформации этих форм, в частности, отступления или проградации берега за определенный период. Также по космическим снимкам можно определять местоположение и эволюцию подводных вдольбереговых валов, которые являются квазиэфемерными формами рельефа и способны за несколько лет кардинально менять своё положение. По результатам анализа разновременных данных дистанционного зондирования составляются схемы дешифрирования динамики берегов (рис. 3).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-05-00408а).

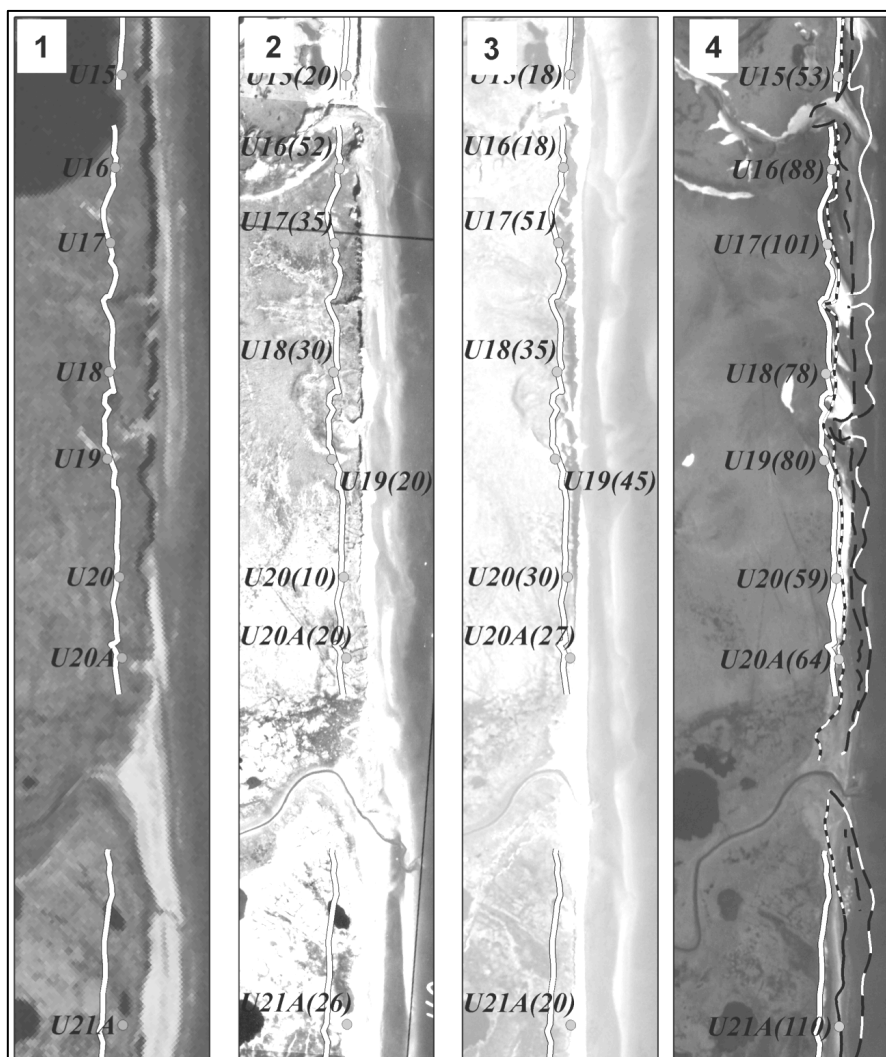


Рис. 3. Карта-схема дешифрирования динамики сегмента термоабразионного берега (Карское море): 1 – снимок Corona-1964, 2 – аэрофотоснимок-1988, 3 – QuickBird-2005; 4 – Formosat2-2012; 5 – береговой уступ в 1964 г., – 1988 г., 7 – 2005 г.; 8 – 2012; 9 – хасыреи на месте спущенных в результате отступления берега озер, U8 (110) – номер репера сети мониторинга динамики берегов (в скобках – величина отступления берегового уступа за период 1964-2012 гг., в метрах).

Литература

1. Огородов С.А., Белова Н.Г., Кузнецов Д.Е., Носков А.И. Использование материалов разновременных аэрокосмических съемок в целях исследования динамики берегов Карского моря // Земля из космоса – наиболее эффективные решения, 2011, №10. С. 66-70.

ТИПЫ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР КАЗАХСТАНА

Веселова Л.К.

Казахский Национальный Университет им. аль-Фараби, veselova.36@mail.ru

Изучение и картографирование кольцевых структур Центрального Казахстана проводилось при выполнении научного проекта «Эколого-геоморфологические системы платформенно-денудационных равнин горнорудных районов аридной зоны Казахстана».

Развитие космонавтики, использование космической техники, космических методов исследования земной поверхности позволили расширить наши знания о ее устройстве, по-новому интерпретировать имеющиеся данные о структурах литосферы, их выражения в морфологии Земли, о происхождении и разнообразии структур и форм рельефа. Это способствовало выявлению кольцевых структур в пределах платформенных равнин и горных территорий. Под кольцевыми структурами понимаются геологические объекты округлой кольцевой формы в плане и куполовидного или воронкообразного, чашеобразного, а также цилиндрического строения в разрезе, выражающиеся в рельефе в пликативных и дизъюнктивных нарушениях земной коры, а также в аномальных физических полях [3].

Кольцевые структуры Центрального Казахстана отличаются ярусностью рельефа: островные низкогорья, мелкосопочник, возвышенные денудационные и эрозионно-аккумулятивные равнины, озерные котловины, речные долины. Для них характерно концентричность расположения, которое подчеркивается кольцеобразной ориентировкой гряд, грив, увалов, а также дугообразным размещением сопок, холмов, русел рек, отпрепарированных кольцевых интрузий и даек [1].

Как новый тип структур, кольцевые структуры были выделены только в 60-70-х годах XX столетия. Первые кольцевые структуры были выявлены в результате применения комплексных методов морфоструктурного анализа рельефа. Пионерные работы по исследованию, картографированию кольцевых структур на территории Центрального Казахстана связаны с именами известных геологов и геоморфологов. Это – Б.С. Зейлик, Г.З. Попова, Н.В. Скублова, Э.Ю. Сейтмуратова и др.

На космических снимках кольцевые структуры выражены круглыми или овальными полностью или фрагментарно замкнутыми фото-аномалиями, которые формируются концентрическим или радиально-концентрическим расположением рисунка изображения. Этот рисунок обусловлен соответствующим расположением орогидрографических, почвенных, растительных элементов ландшафта (рис. 1).

Происхождение кольцевых структур является наиболее сложным теоретико-методологическим вопросом. Данные более 50-летнего изучения кольцевых структур подтверждают положения о двух основных генетических типах кольцевых структур:

плутоно-магматических и космогенных. Согласно Г.З. Поповой, в Центральном Казахстане кольцевые структуры плутоно-вулканического происхождения, образовались в результате проявления магматических процессов (эффузивных и интрузивных) [5].



Рис. 1. Кольцевая космогенная структура Шунак. Космоснимок.

Второй генетический тип кольцевых структур образовался в результате падения на поверхность Земли метеоритов. Развитие космогенных кольцевых структур рассматривают с позиций ударно-взрывной тектоники, разработанной Б.С. Зейликом [3]. На поверхности Земли и других планетах Солнечной системы кольцевые космогенные структуры (ККС) образуют отрицательные формы рельефа – метеоритные кратеры.

В Центральном Казахстане преобладает плутоно-вулканический тип кольцевых структур, выявленных и изученных впервые Г.З. Поповой [5]. Метеоритных кратеров пока известно значительно меньше. Научное

открытие Г.З. Поповой, на наш взгляд, состоит в том, что кольцевые структуры Центрального Казахстана выявлены на основе геоморфологического анализа морфометрических данных строения рельефа и сопоставлении их с геофизическими и геологическими данными при отсутствии материалов космосъемки поверхности Центрального Казахстана на период исследований. Была осуществлена систематизация кольцевых структур. В схеме классификации выделено пять порядков кольцевых структур: «Выделенные нами концентрические морфоструктуры разного порядка определяющие, по-видимому, формы выражения сложного комплекса тектонико-магматических процессов, систематизированы на основании пространственной их дифференциации, т.е. на основе принципа анализа географии концентрических морфоструктур земной поверхности» [5, с.27].

В пределах Центрального Казахстана выделено три кольцевых структуры первого порядка: Кокчетавская, Балхашская и Джезказганская. Они включают структуры второго, третьего, четвертого и пятого порядков. В их числе, как теперь установлено, есть и космогенные – кратерные кольцевые структуры. К ним относятся Шунакская (рис.1), Коунрадская и Саякская.

Классическими примерами кольцевых структур плутоно-вулканического типа являются Каракууская вулканическая структура и гранитный массив Бектау-ата [2]. Каракууская концентрическая структура генетически связана с фрагментами верхнепалеозойского вулканогенного аппарата, осложненного многочисленными более молодыми эруптивными центрами с кольцевыми интрузиями кальдерных разломов. В ее структуре выделяются вложенные друг в друга кольцевые валы, определяющие фазность в становлении вулканического аппарата. Внешнее кольцо осложнено эпигенетическими центрами, вмещающими породы среднего и верхнего карбона. В ядре аппарата обособляется четко выраженная кальдера с породами нижней перми, где встречается молибден и бериллий.

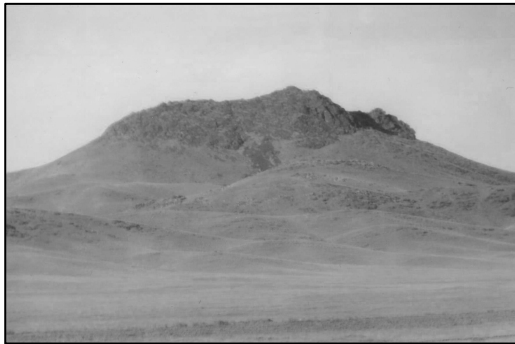


Рис. 2. Кольцевая морфоструктура Бектау-ата (фото автора).

Кольцевая структура Бектау-ата расположена в 70 км севернее г. Балхаш (рис.2). Она образована крупнозернистыми порфировидными гранитами пермского возраста. В морфологическом отношении данная структура представляет собой систему конических сопок с относительной высотой до 500 м.

Кратерное происхождение кольцевых структур на территории Центрального Казахстана установил Б.С. Зейлик на основе комплексного изучения космоснимков поверхности Земли

различного разрешения и создания модели изучения морфологического, геологического, тектонического строения ККС непосредственно в полевых условиях.

С ККС связаны месторождения полезных ископаемых, в Центральном Казахстане это в основном медно-порфировые и золоторудные месторождения. К ним относятся месторождения: Восточный Коунрад, Медный Коунрад, Саяк, Актогай, Айдарлы и др. Это районы концентрации горнорудной промышленности Казахстана.

Многочисленные материалы изучения космогенных кольцевых структур дают основание исследователям считать кольцевые структуры космогенного происхождения важным поисковым критерием месторождений полезных ископаемых.

Б.С. Зейлик предлагает новую технологию составления карт прогноза месторождений полезных ископаемых на основе принципов ударно-взрывной тектоники и материалов зондирования Земли, которая была применена на одном из эталонных участков Центрального Казахстана [4].

Наряду с природными кольцевыми структурами в Центральном Казахстане широко представлены антропогенные кольцевые структуры. Моделью такой структуры может быть Коунрадский рудник, крупнейшая кольцевая форма техногенного рельефа на территории СНГ. Добыча меди на Коунрадском руднике осуществляется более 85 лет, с 1928 года.

В настоящее время это чрезвычайно своеобразная отрицательная техногенная форма рельефа со ступенчатыми склонами, которые подвержены опасным природным эколого-геоморфологическим процессам (рис. 3). Таким образом, Коунрадский карьер со сложной структурой рельефа является новой техногенной кольцевой структурой, «вложенной» в космогенную кольцевую структуру.



Рис. 3. Техногенная кольцевая структура – Коунрадский рудник (фото автора).

Дальнейшее изучение и картографирование космогенных структур необходимо не только с точки зрения геологии, поисков месторождений полезных ископаемых, но и с точки зрения геоморфологии, ландшафтоведения, экологии и т.д.

Современные процессы рельефообразования, геохимия и геофизика ландшафтов являются важными факторами формирования экологической

ситуации окружающей среды районов горнодобывающей промышленности.

Литература

1. Веселова Л.К., Гельдыева В.Г., Шпарфов А.А. Ландшафты кольцевых морфоструктур Казахстана // Терра. Научный журнал. Выпуск 1. Алматы, 2006. – С. 216-223.
2. Веселова Л.К., Кожакметова У.К. Кольцевые структуры Центрального Казахстана как объекты познавательного туризма// Проблемы становления индустрии туризма Казахстана. Материалы международной конференции специалистов системы туризма. Алматы, 2002. – С. 117-124.
3. Зейлик Б.С. Ударно-взрывная тектоника и краткий очерк тектоники плит. Алма-Ата, 1991. – 120 с.
4. Зейлик Б.С. Новая технология построения карт прогноза месторождений полезных ископаемых на основе принципов ударно-взрывной тектоники (УВТ) и данных ДЗЗ// Актуальные проблемы современной геологии и минерагении Казахстана. Алматы, 2012. – С. 486-497
5. Попова Г.З. Кольцевые и линейные морфоструктуры Казахской складчатой страны. Алма-Ата, Наука КазССР, 1966. – 206 с.

ДНИЩЕ РЕЧНОЙ ДОЛИНЫ КАК «КЛЮЧЕВАЯ» ГЕОМОРФОСИСТЕМА И ОСОБЫЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ РЕСУРС НА ПРИМЕРЕ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. АМУР (В ГРАНИЦАХ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ)

Гусев М.Н.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, gusevm@list.ru

Общество подвергает себя особой опасности, если хозяйствует без должного учёта процессов рельефообразования в пределах геоморфосистем, характеризующихся повышенной динамичностью развития. К таким объектам относится и геоморфосистема «днище речной долины» (далее – ДРД) [3]. Природопользование её пределах отличается интенсивностью, но сопряжено с высоким риском. Это даёт основание рассмотреть ДРД с точки зрения его роли в рельефообразовании и в качестве особого ресурса природопользования, оптимизация использования которого соответствует рациональному природопользованию.

Геоморфосистема ДРД – устойчивая совокупность форм и элементов существенно флювиального рельефа (русла, островов, пойменных массивов, береговых откосов), генетически, функционально и динамически взаимосвязанных друг с другом и в кооперации с водным потоком, для эффективной работы по сбору и непрерывному транспорту бассейнового вещества и энергии на этапе характерного времени её формирования [3]. Предметному её изучению предшествовали накопившиеся к концу 20 века новые знания о роли рельефа в эволюции Земли и флювиальных процессов в рельефообразовании [2, 6, 8 и др.]. Согласно им, морфология земной поверхности – результат действия Глобального Круговорота (далее – ГК) вещества (М), энергии (Е) и информации (И) в пределах литосферы, функционирующих в виде потоков благодаря напряжению, генерируемому интегральным физическим полем Земли. Оно в главном задаёт общую структуру земной поверхности,

которая в рельефе суши выражается в виде совокупности водолитосборных бассейнов [1]. Внутри бассейнов действует система рельефообразующих процессов, обеспечивающих направленный перенос бассейнового М, Е, I в соответствии с общей структурой поверхности бассейнов. Нисходящую (поверхностную) ветвь ГК в наиболее полном объеме (по Н.И. Маккавееву [6] – до 87%) и зримо для исследователей поддерживает русловой процесс. В ходе его действия непременно формируется флювиальный рельеф: русло с островами, береговые откосы и пойменные массивы, взаимосвязано развивающиеся в составе геоморфосистемы ДРД, для максимально эффективного транспорта бассейнового М, Е, I [3]. ДРД – конечное звено в сложной цепи транспорта бассейнового вещества за пределы суши. Следовательно, ДРД – форма проявления результата действия всех рельефообразующих процессов, развитых в пределах дренируемой территории. Эта консолидирующая функция [5], присущая ДРД и не свойственная другим геоморфосистемам, даёт основание рассматривать её и как «ключ» к пониманию развития её надсистем, в т.ч. геоморфосистемы речной бассейн. С учётом роли рельефа в формировании природы, становится очевидным, что ДРД – надёжный инструмент и в изучении разнообразных геосистем.

Функционируя в качестве литопотока и аппарата массоэнергопереноса, ДРД – своеобразный геоморфологический ресурс [7] и, по определению, «источник получения материальных благ» [7], а значит – объект природопользования. Обеспечивая массоперенос, ДРД по существу служит условием и источником для бесперебойной работы его главного компонента – водотока. Эта особенность (быть источником, как материальных благ, так и поддержания функционирования природно-значимых элементов геоморфосистем) позволяет отнести ДРД в особую категорию геоморфологических ресурсов, когда в вопросах природопользования приоритетный выбор сохраняется за природным процессом. Однако в хозяйственной практике элементы ДРД воспринимаются отдельно друг от друга, без учёта присущих им связей. Это служит причиной принятия заведомо неверных решений в использовании их ресурсов, что в итоге приводит к разномасштабным потерям. Один из примеров подобного решения – хозяйствование в пределах днища долины р. Амур (на участке от устья р. Зея до Хинганского ущелья), ведущееся без должного учёта выполняемых функций и особенностей формирования ДРД. Здесь русло делит ДРД, общей площадью 4140 км², на две неравных по площади территории: право- и левобережную, занимающих соответственно около 11% и 70% (без учёта русла) общей площади ДРД, указывая о преобладающем правостороннем смещении реки на протяжении характерного времени (Q₄) его формирования. Эта тенденция в развитии речной долины существовала и на предыдущем её этапе – в ранне-, позднечетвертичное (Q₁-Q₃) время, в ходе которого сформировались 3 широкие надпойменные террасы, как правило, в пределах левого борта долины, образовав здесь равнину шириной до 40-50 км. Эта тенденция продолжает сохраняться в настоящее время, проявляясь в формировании ДРД. Она образует естественный тренд в развитии горизонтальных русловых деформаций, которые определили широкое развитие на правобережье потенциально неустойчивых береговых откосов [4]. Для защиты правобережных берегов от размыва и прилегающих к ним пойменных массивов от затопления реализована (в одностороннем порядке) государственная программа инженерно-гидротехнического обустройства правобережья р. Амур. В ходе её выполнения (последние 20-25 лет) все потенциально неустойчивые береговые откосы правобережья (суммарной

длиной более 100 км, что составляет более 25% всей длины правобережья) укреплены, а значительная доля (80%) пойменных массивов (около 360 км²) посредством возведения системы разнорысочных дамб обвалования выведена из сферы влияния водотока. С хозяйственной точки зрения подобные мероприятия, на первый взгляд, выглядят разумными и эффективными. Однако, реализация проекта осуществлялась без учёта особенностей развития ДРД, что не могло не вызвать реакции в деятельности водотока.

Масштабные односторонние инфраструктурные преобразования ДРД нарушили сложившиеся в естественных условиях связи между её основными элементами, существенно изменили их гидравлические параметры и даже их основные функциональные свойства. В ходе них пойменным массивам, наделённым выполнять, прежде всего, функции диссипации и аккумуляции энергии и вещества, искусственно отведена роль селитебно-хозяйственной территории. Береговые откосы, сложенные рыхлым материалом и призванные служить водотоку надёжным источником его пополнения (при повышенной энергии водотока), стали исполнять роль искусственных ограничителей его эрозионной деятельности на правобережье, одновременно усиливая размыв неукрепленного левобережья. Отмеченные антропогенные преобразования правобережья привели к сужению живого сечения главного русла, росту энергии потока и его размывающей способности ниже (относительно укреплений) по реке. Для выравнивания транспортирующей способности поток вынужден производить работу по вовлечению в транспортировку недостающего материала за счёт размыва потенциально неустойчивых откосов левобережья (находящихся в неукрепленном состоянии) и существенных переформирований дна русла, вызывающих миграцию динамической оси потока (и фарватера). Интенсивность размыва левобережных берегов, прежде слабо размываемых, местами стала достигать 8-17 м/год. В результате прибрежная часть левобережья на многих участках превратилась в зону повышенной экологической напряжённости. Расположенные здесь населённые пункты подвергаются опасности разрушения в периоды высоких паводков. Нестабильность фарватера в плане – еще одно следствие одностороннего берегоукрепления – осложняет движение судов в русле Амура, служит источником пограничных споров между РФ и КНР.

Изоляция правобережных пойменных массивов от влияния водотока привела к снижению пропускной способности русла и искусственному увеличению высоты подъёма воды паводков, их разрушающей способности. Это отчётливо проявилось в наводнение 2013 г. Анализ условий формирования паводка 2013 г. и особенностей его прохождения свидетельствует, что хотя он и обусловлен совокупным влиянием природных условий, негативные последствия наводнения существенно усилены деятельностью человека, главным образом, из-за устранения связей между элементами ДРД. Пойменных массивов правобережья, обладающих способностью аккумулировать большие массы воды и срезать пики паводка, лишили такой возможности. В начале паводка гидротехнические сооружения правобережья сдерживали проникновение паводковых вод на прилегающую пойму, одновременно дополнительно увеличивая высоту и площади затопления левобережной поймы. На пике паводка многие дамбы правобережья не выдержали мощи потока. Прорывы дамб спровоцировали уничтожение многих населённых пунктов (со всей хозяйственной инфраструктурой) и гибель многих десятков людей в КНР.

Выводы. В силу своих свойств, выполняемых в природе функций, значимости для человека ДРД следует относить к категории геоморфосистем, имеющих повышенную познавательную ценность, как в аспекте дальнейшего развития геоморфологии, так и в

вопросах рационального природопользования. Главное условие рационального освоения ДРД сводится к исследованиям функциональных связей между её элементами, сохранению и поддержанию их. Нарушение этих связей ведёт к структурным изменениям ДРД, опасным морфологическим преобразованиям её элементов, потерям для общества.

Литература

1. *Важенин Б.П.* Литосборный бассейн и некоторые другие, взаимосвязанные с ним понятия и их свойства / Основные направления развития геоморфологической теории: Тез.докл. к XVII пленуму Геоморф. Комис. АН СССР. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 32-34.
2. *Воскресенский С.С.* Значение экзогенных процессов для формирования земной коры // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 1992. №6. С.23-30.
3. *Гусев М.Н.* Морфодинамика днища долины Верхнего Амура. Владивосток: Дальнаука, 2002. 232 с.
4. *Гусев М. Н., Помигуев Ю.В.* Русловая деятельность магистральных рек Амурской области в условиях современного хозяйствования // География и природные ресурсы. 2008. № 2. С. 45-50.
5. *Ликотов Е.Ю.* Функции рельефообразующих процессов // Экзогенные рельефообразующие процессы: результаты исследований в России и странах СНГ / XXXIV Пленум геоморф. комис. РАН, Волгоград, 7-9 окт. 2014г. Волгоград: ВГСПУ, 2014.
6. *Маккавеев Н.И.* Денудационная составляющая баланса вещества в системе океан – суша и ее роль в формировании пенепленов // Водные ресурсы, 1982. № 3. С. 147-155.
7. *Реймерс Н.Ф.* Природопользование. Словарь-справочник. М.: Мысль, 1990. 637 с.
8. *Федоров Б.Г.* Морфометрический анализ и морфодинамический синтез // Вест. Ленингр. ун-та. Геол. Геогр. 1983. № 18. С. 31-41.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГИДРАТОВ ГАЗА В АРКТИКЕ

Друщиц В.А.

Геологический институт РАН, drouchits@ginras.ru

В позднем кайнозое в арктическом регионе происходит изменение природных условий и теплый влажный климат постепенно трансформируется в аридный и холодный. Суровый сухой климат с низкими температурами вызывает формирование одной из характерных черт природной обстановки четвертичного периода арктического региона – криолитозоны. Распространение многолетнемерзлых пород на огромных площадях вызвало смену процессов преобразования органического вещества. На обширных пространствах континентов, находящихся в гляциальных или перигляциальных условиях, стали образовываться гидраты газа, в отличие от субмаринных клатратов, образование

которых происходило и происходит на континентальных склонах и подножиях и глубоководных зонах Мирового океана. Известно, что газогидраты существуют при определенных условиях, включающих особое соотношение температуры и давления, достаточное количество газа (обычно метана) и воды, наличие коллектора и покрышек. Гидраты газа могут образовываться внутри многолетнемерзлых пород и ниже их подошвы. В настоящее время установлены на основании прямых наблюдений залежи гидратов газа в России, на севере Западной Сибири (Бованенковское, Ямбургское и Мессояхское), в США (долина реки Купарук, междуречье рек Колвилл и Кеннинг), в Канаде (дельта реки Маккензи). По косвенным признакам проявления клатратных скоплений газа установлены в устье реки Оленек, в долине реки Большая Чукочья, на побережье Чукотки [8].

Явление гидратообразования на арктической суше имеет четкую временную привязку поздний плиоцен – четвертичный период, и генетическую связь с распространением многолетнемерзлых пород. Однако по захвату геологического разреза строгой привязки к определенным стратиграфическим единицам не наблюдается. Анализ геологических разрезов, содержащих клатраты газов, позволяет заметить, что они, как правило, накапливаются в дельтовых, авандельтовых и прибрежно-морских песчаниках, алевролитах, конгломератах и угольных толщах. Анализ отечественных и зарубежных данных по береговому бурению и морской геофизике позволил выделить три типа аккумуляции газогидратов, свойственных арктическим шельфам – шельфам, содержащим криогенные породы. Скопления гидратов газа представлены: а) довольно мощными горизонтами, связанными с нефтегазовыми месторождениями, б) широко распространенными проявлениями различной мощности, представляющими собой реликтовые образования, в) рассеянными проявлениями различных форм новообразованных субмаринных и континентальных гидратов. Палеогеографические изменения на континентальной окраине Арктики в течение кайнозоя влияли на формирование скоплений газогидратных образований. Газогидраты имеют широкий стратиграфический диапазон (начиная от четвертичных отложений и далее к более древним осадкам) нахождения в осадочной толще, который, контролируется присутствием и мощностью многолетнемерзлых пород [6, 2]. Зона стабильности гидратов газа, обусловленная как геологическими, так и термобарическими параметрами, обладающая необходимыми и достаточными условиями для существования природного газа в клатратной форме, располагается на глубинах 130-2000 м на арктической континентальной окраине [11]. Существует также понятие зоны метастабильности гидратов газа, внутри которой они не могут образовываться, но существуют в законсервированном состоянии при условии наличия льда в разрезе [8]. Залежи гидратов газа связаны с нефтегазовыми месторождениями. Мелкие скопления и проявления образуются при наличии всех вышеперечисленных характеристик, но для них достаточно присутствия только биогенного газа. Они быстро деградируют при изменении природных условий.

Ярким примером влияния геоморфологии на распределение гидратных скоплений является их генетическое различие для западных восточных акваторий Арктики. В Баренцевом и Карском морях по косвенным признакам предполагается наличие газовых гидратов. Шельф Баренцева и западной части Карского морей имеет сложный рельеф, характерной чертой которого является наличие глубоких впадин. В этих впадинах

существуют условия для образования кристаллогидратов. Эти скопления клатратов газа не связаны с криолитозоной, их происхождение обусловлено термобарическими условиями природной среды. На основании сейсмических исследований в депрессии, глубиной 400 м, в юго-западной части Баренцева моря, был выявлен псевдодонный рефлектор. Эта депрессия заложилась в раннем кайнозое и подвергалась эрозии и опусканию в неогене и последующей ледниковой экзарации с параллельным понижением температуры в четвертичное время. Гидраты газа начали формироваться в раннем неоплейстоцене и закончили в позднем. Они не разрушаются при современном повышении температуры за счет увеличения давления, вызванного подъемом уровня моря [14]. По аналогии с этими данными можно предположить возможность аккумуляции клатратов газа и в других глубоких впадинах на шельфе Баренцева моря и Карского моря (впадины центральной части Баренцева моря, Восточно-Новоземельский желоб).

Основные исследования клатратов газа посвящены промышленным ресурсам и вследствие этого основное внимание концентрируется на тектонике и геологии осадочных бассейнов с целью дальнейшего прогнозирования запасов. Геоморфологический анализ территорий с обнаруженными скоплениями гидратов газа показывает значительное сходство между ними. Все эти территории представляют собой области длительных, устойчивых погружений. Рельеф с абсолютными отметками не более 100 м. Это аллювиально-озерно-болотные равнины. Ведущий рельефообразующий процесс – термокарст [5, 10, 12, 13]. Термокарстовые формы занимают 75 % приморских низменностей Якутии [4]. Эти формы и сопутствующие им озера являются генераторами биогенного метана [17]. По спутниковым снимкам этих низменностей можно заметить ориентированный характер расположения большинства озер, котловин, мелких речных долин. Предполагается, они повторяют расположение тектонических линейментов.

Топографические особенности районов распространения известных скоплений гидратов газа формировались в процессе трансгрессивно-регрессивного режима в суровых климатических условиях четвертичного периода. Мы можем ожидать, что обширные пространства современного шельфа, аналогом которого являются приморские арктические низменности, представляют собой затопленные поверхности аллювиально-озерного ландшафта. Здесь, пределах распространения реликтовой криолитозоны возможно существование скоплений гидратов газа различного размера. И так же как на суше залежи будут связаны с нефтегазовыми месторождениями. По данным бурения установлено наличие гидратов газа в нефтегазовых бассейнах моря Бофорта [15, 16].

Море Бофорта является самой активной акваторией Амеразийского бассейна. Облик этой области формировался в конце мезозоя и связан с раскрытием Канадского бассейна. Область палеоспрединга упирается в устье р. Маккензи. Полоса современной активной сейсмичности приурочена к долине и дельте р. Маккензи и протягивается на северо-запад к северному побережью Аляски [1, 10]. Море Лаптевых – тектонически активный регион, здесь проходит граница Амеразийского и Евразийского бассейнов. Зоны эпицентров землетрясений (Лено-Таймырская, Новосибирских островов и продолжения хребта Гаккеля) фиксируют на шельфе моря Лаптевых контуры западного и восточного блоков, которые расположены на разных плитах (Евразийской и Амеразийской). Континентальным сегментом этого пояса является Хараулахская сеймотектоническая зона [3].

Мелкие скопления и проявления клатратов газа могут быть обнаружены в древних аласных котловинах ныне затопленных и погребенных под толщей голоценовых осадков.

С помощью экспериментов выявлено, что современное гидратообразование может происходить и в субаквальных обстановках [9].

Путем математического моделирования установлены ограничения на возможное распространение скоплений гидратов газа. Это области затопленных крупных речных долин, крупных озер и зоны новейших разломов [7].

Литература

1. *Аветисов Г.П.* Гипоцентрия землетрясений моря Бофорта и его обрамления // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб: из-во ВНИИОГ.1996.Вып. 1. С. 127-131.
2. *Друщиц В.А., Садчикова Т.А., Сколотнева Т.С.* Гидраты газа на суше и шельфе Арктики и изменение природной среды в квартере //Бюлл. Комиссии по изучению четв. периода. 2011. № 71. С.124-134.
3. *Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Маккей К., Фнджитта У.* Сейсмоструктура шельфа моря Лаптевых и северного сегмента Верхоянской складчатой зоны // Строеение и история развития литосферы. – М.: Paulsen. 2010. С. 243-251.
4. *Конищев В.Н.* Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12-13 сентября 2011 г.). Т. 1. С. 288-290.
5. *Ломаченков В.С.* Новейшие тектонические структуры в современном рельефе Яно-Индибирской низменности и прилегающего шельфа// Антропогенный период в Арктике и Субарктике. Труды НИИГА. Т. 143ю М.: Недра. С. 346-349.
6. *Садчикова Т.А., Друщиц В.А.* Палеогеография проявленийкаустобиолитов на континентальной окраине Восточной Арктики // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Выпуск 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 147-160.
7. *Романовский Н.Н., Елисеева А.А., Гаврилов А.В. и др.,* Эволюция и современное состояние мерзлых толщ и зоны стабильности гидратов газов в рифтах шельфа Восточной Арктики // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М.: Из-во Моск. Ун-та, 2009. С. 292-319
8. *Якушев В.С., Перлова Е.В., Махонина Н.А. и др.* Газовые гидраты в отложениях материков и островов// Российский хим. ж., 2003, т. XLVII, № 3. С. 80-90.
9. *Chuvilin E.M., Lupachek M.* Investigation of gas hydrate formation in frozen and thawing gas saturated sediments // Minerals of the ocean-5 and deep-sea minerals and mining-2. Joint International Conference. (St.Petersburg 28 June- 01 July. 2010). Abstracts P.107-108.
10. *Coakley B.J., Watts A.B.* Tectonic controls on the development of unconformities: the North Slope Slope, Alaska // Tectonics. 1991. V. 10, N 1. P. 101-130.
11. *Collett T.S.,Kruuskaa V.A.* Hydrates contain vast store of world gas resources // Oil and Gas Journal.1998.V.96.N. 19. P.69-83.
12. *Collett T.S., Lee M.W., Agenda W.F. et al.* Permafrost – associated natural gas hydrates occurrences on Alaska North Slope // Marine and Petroleum Geology. 2011. 28 (3). P. 279-294.

13. *Forles D.L., Taylor R.B.* Ice in the shore zone and the geomorphology of cold coast // *Progress in Physical Geography*. 1994. 18(1). P. 59-89.
14. *Laberg J.S., Anderssen K., Knutsen S-M.* Inferred gas hydrate on the Barents Sea shelf – a model for its formation and a volume estimate // *Geo-Marine Letters*. 1998 V. 18. P. 26-33.
15. *Lorenson Th., Collett T., Whiticar M.* Origin of hydrocarbon gases in gas hydrates from Alaska, USA // *Proceedings of the fifth International Conference on gas hydrates*. June 12-16. Thronheim. 2005. V. 1. P. 371-378.
15. *Majorowicz J.A., Hanningen P.K.* Natural gas hydrates in the offshore Beafort-Mackezie Basin – study of feasible energy source II // *Natural Resources Research*. 2000. V. 9. № 3. P. 201-214.
16. *Walter K. M., Smith L.S., Chaplin F.S.* III Methane bubbling from northern lakes present and future contribution to global methane budget // *Phil.Trans. R. Soc.* 2007, 365. P. 1657-1676.

ТЕМАТИЧЕСКОЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ПРИЯМАЛЬСКОГО ШЕЛЬФА

Кузнецов Д.Е., Вергун А.П., Огородов С.А.

МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, dk_on@mail.ru

В настоящее время ведется активное освоение нефтегазовых ресурсов п-ова Ямал, что подразумевает строительство береговых сооружений и объектов обустройства шельфа (углубление и спрямление фарватеров, прокладка подводных трубопроводов, строительство портов, нефтенакопительных терминалов, заводов по сжижению газа). Ведется строительство подводного перехода магистральными газопроводами «Бованенково – Ухта» Байдарацкой губы Карского моря, газоперерабатывающего комплекса и круглогодичного причала в Сабетте. На Приямальском шельфе готовятся к разработке месторождения нефти, газа и газового конденсата, полностью расположенные в пределах акватории, как в относительно мелководных (3-25 м) заливах (Крузенштерновское, месторождения Обской и Тазовской губ), так и на континентальном шельфе (Ленинградское, Русановское). Необходимость строительства крупных капитальных сооружений с расчётным сроком службы не менее десятков лет в условиях арктического климата со сложной ледовой обстановкой, свойственного Ямалу, подразумевает всестороннюю изученность геоморфологических, геокриологических, океанологических и метеорологических факторов, способных повлиять на устойчивость возводимых и проектируемых сооружений. Вследствие крайне широкого, а в северной части территории – повсеместного развития многолетней мерзлоты, скорость рельефообразующих процессов в динамически активный период весьма высока, что выдвигает высокие требования к степени изученности как территории, так и акватории изучаемого региона для целей развития нефтегазовой инфраструктуры [1].

В ходе многолетних работ в различных участках исследуемого региона нами были подготовлены серии карт, применимых для проектирования и эксплуатации нефтегазовых сооружений на Приямальском шельфе. В случае с подводными сооружениями, наиболее

важным источником данных является батиметрическая карта, служащая основой для дальнейших исследований. Батиметрическая карта юго-западной части Карского моря, включая Обскую губу до широты 68° (рис. 1), была составлена на основе морских навигационных карт (далее – МНК) масштабов 1:100000 и 1:200000 для прибрежных участков и заливов. Для центральной части западного бассейна Карского моря (между Новой Землёй и п-овом Ямал) использовались МНК в масштабе 1:500000. Часть исходных картографических данных была получена в виде цифровых векторных карт, разбитых по тематическим слоям, другая часть представляла собой сканированные МНК, которые в ходе дальнейшей работы были геопривязаны и оцифрованы.

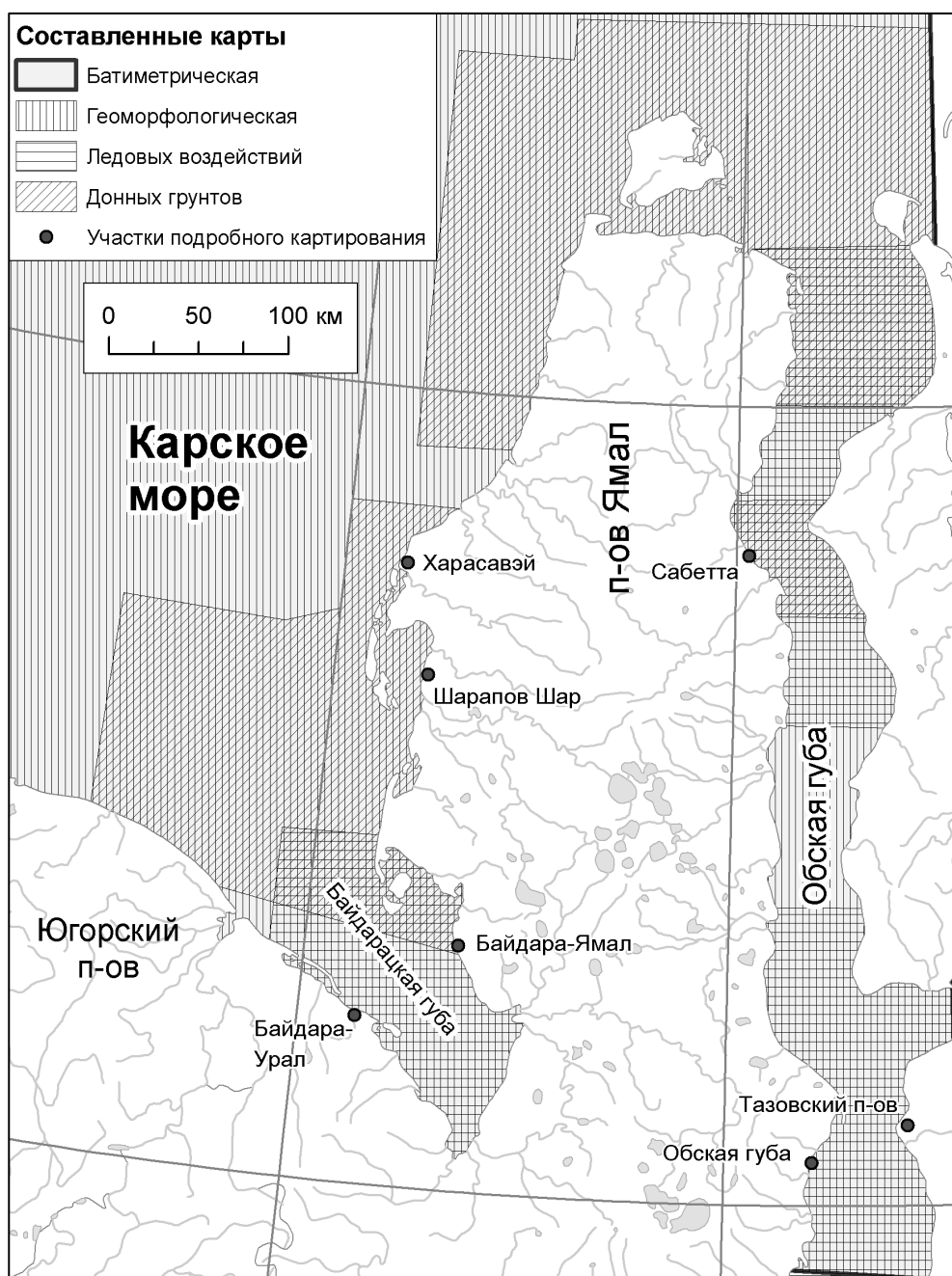


Рис. 1. Схема территориального охвата составленных тематических карт.

Данные, полученные с МНК, были приведены к единой системе координат (координатная система WGS 1984) и проекции. Для работы с картами была выбрана

проекция Меркатора с центральным меридианом 67° в.д. и стандартной параллелью 69° с.ш. Данные МНК были объединены послойно, выявлены участки перекрытия, на которых предпочтение было отдано более детальным данным, а менее детальные удалены. Данные из различных слоёв сходного типа (например, основные и дополнительные отметки глубин) были объединены, также учитывалась морфология рельефа дна (например, наличие подводных и выступающих камней, песчаных отмелей, отмеченных в отдельных слоях цифровых МНК). Результатом данной работы явились площадные, линейные и точечные слои ГИС, содержащие всю необходимую и достаточную информацию для анализа рельефа дна и дальнейшего изготовления растровой ЦМР. Основываясь на конфигурации береговой линии и прибрежных изобат, исходные данные были приведены к единой системе высот, главным свойством которой является нахождение нулевой отметки на актуальном урезе моря. Имеющиеся ранее для некоторых ключевых участков (Байдарацкая губа и др.) ЦМР были уточнены в случае наличия новых более подробных данных, высотные данные были приведены в соответствие с применяющимися в ГИС-проекте принципами.

Подготовленные к анализу данные были тщательным образом проанализированы, составлены предварительные поверхности рельефа дна, на которых были выявлены участки корректной и некорректной интерполяции. На участках некорректной интерполяции были добавлены дополнительные изобаты и отметки глубин, с учётом особенностей формирования и современного строения рельефа дна. Были выявлены и исправлены ошибки и неточности в исходных данных. Путём нескольких итераций процесса интерполяции растровой поверхности и последующего её анализа, был сформирован необходимый и достаточный для производства корректной и репрезентативной поверхности рельефа дна набор данных.

Интерполяция производилась в ArcGIS методом *Topo to raster*, который позволяет получить топографически корректные результаты. Для этого были дополнительно отрисованы дренажные пути подводного стока и выделены замкнутые понижения. Для прибрежных участков с глубинами до 10 м подводный рельеф был уточнён по результатам анализа космических снимков Landsat, Aster и Quickbird, для чего положение снимков было скорректировано с учётом контрольных точек GPS на местности, а исходная проекция изменена на применяющуюся нами в ГИС-проекте. В результате была получена батиметрическая карта в масштабе 1:200000, математически точно (в соответствии с масштабом) отражающая современный рельеф дна региона.

На основе полученной ЦМР на весь исследуемый регион были построены изобаты. Результаты автоматического построения были сглажены с помощью средств генерализации ArcGIS и проверены на наличие ошибок и топографическую достоверность. На заключительном этапе осуществлялось оформление карты: снабжение подписями, послойная окраска рельефа дна. С использованием полученных результатов была изготовлена 3D-модель рельефа дна западной части Карского моря.

На базе полученной батиметрической карты, МНК и данных собственных исследований были построены мелкомасштабные (1:1000000 – 1:2500000) геоморфологические карты, отражающие принципиальное строение и генезис рельефа дна в рассматриваемом регионе. Для их построения рельеф дна был классифицирован по уровням рельефа (верхние, средние и нижние области шельфа, склоны и днища подводных желобов ниже уровня шельфа), уклонам (пологие и крутые склоны, а также

субгоризонтальные поверхности и днища), литолого-геоморфологической обстановке (аккумулятивные и денудационные поверхности) и генезису (преимущественно морские, аллювиальные и гляциальные (как моренные, так и экзарационные) поверхности). Были выделены специфические для изучаемой территории формы рельефа: затопленные речные долины и их элементы, погруженные прибрежно-морские аккумулятивные формы, днища трогов. Для отдельных участков преимущественно по данным собственных исследований были построены карты состава донных грунтов, гранулометрические карты береговой зоны и прибрежных участков морского дна, карты распределения взвешенных наносов.

Батиметрические карты послужили основой для составления картосхем воздействия ледяных торосистых образований на берега и дно [2]. Для этого данные батиметрических карт были сопоставлены с данными эхолотирования, сонарной съемки гидролокатором бокового обзора и акустического профилирования, полученными в результате собственных исследований. Частота встречаемости и морфометрические параметры борозд и западин на поверхности дна, образованных в результате воздействия торосов и стамух, изучались и документировались по данным инструментальной съемки. После сопоставления полученных данных с данными батиметрии были выделены области морского дна, подверженные различным по силе и типу воздействиям ледяных торосистых образований. Полученные картосхемы использовались при проектировании сложных инженерных сооружений нефтегазовой инфраструктуры, таких, как подводный переход трубопровода «Бованенково-Ухта» через Байдарацкую губу Карского моря.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-05-00408а).

Литература

1. Кузнецов Д.Е., Бирюков В.Ю., Кокин О.В., Огородов С.А. Опыт создания тематических карт на ключевые участки нефтегазового освоения Приамальского шельфа // Геокриологическое картографирование: проблемы и перспективы. Тезисы конференции. Москва, 5-6 июня 2013 г., М.: РУДН, 2013, ISBN 978-5-209-05459-7, С. 149-152.
2. Ogorodov, S., Arkhipov, V., Kokin, O., Marchenko, A., Overduin, P., Forbes, D. Ice effect on coast and seabed in Baydaratskaya Bay, Kara Sea // Geography, Environment, Sustainability, 2013, N. 03 [v. 06], P. 32-50.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ

Макунина Г.С.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
gmakunina@yandex.ru*

Территориальная организация социума и производства не мыслится без связи с рельефом. В сложной динамической системе «Природа – Хозяйство – Население» рельеф и его функции выступают в качестве природного ресурса. Техногенное воздействие на рельеф отражается на экзогенных рельефообразующих процессах, оказывающих влияние на качество поверхности и, соответственно, ценности и ценах «геоморфологического ресурса» территорий. Предложение изучать рельеф как природный ресурс было внесено словацким геоморфологом Ю. Чинчурой [7] в 1976 году на XXIII-м Международном

географическом конгрессе в Москве. Проблема отнесения рельефа к социально – экономической сфере и категории природного ресурса изучалась в Словацкой Академии наук (г. Братислава) в связи с безвозвратными потерями земель в процессе хозяйственных воздействий, а также влияния рельефа на разные виды хозяйственной деятельности. Изучение рельефа в качестве важнейшего природного ресурса рассматривалось как новое актуальное поле деятельности геоморфологов. В России внимание к рельефу как природному ресурсу резко возросло с внедрением рыночной экономики и введением кадастровой документации для налоговой и оценочной стоимости земель. В регламентирующих документах отмечается также необходимость учета свойств рельефа.

Известно деление природных ресурсов на исчерпаемые и неисчерпаемые. В геологии такая постановка вопроса закономерна. Другое дело – рельеф, который всегда воспринимался как естественная среда жизни и деятельности человека. Но все четче приходит понимание о рельефе как базовом природном ресурсе на земной поверхности ввиду его прямого энергетического и вещественного участия в формировании не только земельных, но и многих других видов природных ресурсов, воспроизводимых в ландшафтах. Из этого положения вытекает многоаспектность восприятия рельефа как природного ресурса. Это требует дальнейшей глубокой проработки этого научного и практического направления в геоморфологии, начала которого в отечественной геоморфологии нашли отражение в [2].

В основу наших представлений о многообразии категорий геоморфологических ресурсов природопользования положены многочисленные публикации, посвященные функциям рельефа и антропогенным нарушениям целостности форм рельефа, а также трансформации территориально связанных с ними других компонентов ландшафтов.

С точки зрения разных видов природопользования, рельеф можно рассматривать как разные виды геоморфологических ресурсов: информационный, земельный, минерально-сырьевой, энергетический, рекреационный, средообразующий. Как информационный геоморфологический ресурс формы и элементы рельефа, а также рельефообразующие экзогенные процессы выступают, как известно, в качестве индикатора тектонической структуры территорий, а также причин и механизма снижения качества земельных ресурсов. Это также и индикация степени интенсивности проявления рельефообразующих процессов. Сложилось также четкое понимание о значении рельефообразующих пород как минерально-сырьевых ресурсах, повышающих экономическую ценность территории.

Представление о рельефе как земельном ресурсе требует дальнейшей теоретической проработки ввиду многоаспектности этой тематики. Это вопросы геоморфологической систематики земельных ресурсов, а также вопросы кадастровой оценки геоморфологического качества земель под тот или иной вид хозяйственной деятельности. Это касается и аспекта оценки территории по характеру и степени нарушенности целостности рельефа. Практикуется, например, оценка техногенно созданных форм рельефа как доли площади по отношению ко всей площади данной территории, или к площади только с антропогенно нарушенным рельефом на данной территории. Для Белоруссии, например, предложено 11 градаций нарушенности рельефа и по каждому из этих выделов проведена оценка, выраженная в десятках тысяч кубометров на квадратный километр территории [5]. Необходимо отдельно говорить о ценности геоморфологического ресурса и его ресурсной цене. Ценность геоморфологического

ресурса, выраженного в земельной форме, будет возрастать по мере сокращения площадей, приемлемых для хозяйственного использования. Наиболее остро выражена геоэкологическая проблема размещения бытовых и производственных отходов. Проводятся подсчеты их площадей, как по отдельным странам, так и по континентам.

Разносторонне разработаны представления о рельефе как рекреационном ресурсе, его аттрактивной и оздоровительной ценности. Необходимо эти представления дополнить понятием, что общая ценность геоморфологического рекреационного ресурса во многом определяется дополняющими рельеф другими природными ресурсами (климатическими, водными, биологическими и др.). Для характеристики рекреационного ресурса рельефа представляется важным учет морфолитогенного разнообразия рельефа территории с выделением доминантных и субдоминантных видов форм рельефа. Многочисленные публикации отражают зависимость формирования определенных видов рекреации от морфометрических особенностей рельефа.

Менее четко сформулировано понятие о рельефе как средообразующем геоморфологическом ресурсе территории. В системе природопользования этот вид геоморфологического ресурса может иметь бальнеологическое значение, как, например, известное использование для лечения дыхательных путей соляных пещер и подземных соляных выработок. Для характеристики геоморфологического средообразующего ресурса, как известно, приобретают «ценностное» значение абсолютная и относительная высоты форм рельефа, глубина эрозионного расчленения, экспозиционное положение элементов и форм рельефа по отношению к солнечной радиации, а также барьерному положению относительно воздушных потоков. Представляется, что очень важное значение для характеристики рельефа как средообразующего геоморфологического ресурса имеет пространственное сочетание контрастных форм рельефа, например, горно-долинные, горно-равнинные, горно-котловинные. Средообразующий ресурс рельефа во многом, как известно, определяется местоположением форм рельефа в той или иной климатической области. Для оценки рельефа как средообразующего ресурса большое значение имеет также учет сейсмичности и вулканической активности территорий.

В связи с проблематикой прогнозирования развития опасных рельефообразующих процессов большое значение приобретает представление о рельефе как энергетическом природном ресурсе. Соответственно закономерно рассмотрение вопроса об энергетике рельефа с точки зрения гравитационного энергетического потенциала земной поверхности и гравитационной энергии масс горных пород, слагающих рельеф земной поверхности [6]. Аспект энергетики рельефа разрабатывается в геодинамической геоморфологии и требует дальнейшей теоретической проработки. В свое время С.С. Ивановым [1] акцентировался вопрос о необходимости создания общей теории развития рельефа на основе энергетического подхода к анализу рельефа Земли, как состояний, так и процессов.

Известно, что одинаковые элементы и формы рельефа, расположенные не только в зонально различных климатических условиях, но и в разных внутризональных мезоклиматических условиях энергетически нетождественны по интенсивности проявления экзогенных процессов. На этом основании энергетику экзогенных процессов принято анализировать в тесной связи с гидротермическими условиями, что представляет определенные трудности при анализе геоморфологических карт. Географам известен ставший «энциклопедическим» закон периодической географической зональности А.А. Григорьева – М.И. Будыко о повторности в разных поясах одинаковых природных

зон с одинаковым интервалом радиационного индекса сухости, характеризующего относительную увлажненность территории. Это имеет прямое значение для понимания формирования представления об интенсивности развития экзогенных процессов. Однако проведенное нами мелкомасштабное (1:15 000 000) изучение гидротермических характеристик автономных ландшафтов Южной Америки [3, 4] с привлечением составленной автором рукописной ландшафтной карты, а также имеющихся на эту территорию мелкомасштабных изолинейных гидротермических карт показало, что казалось бы, аналогичные по температурным условиям и увлажнению сходные ландшафты в разных поясах в реалии различаются по среднесуточным годовым интервалам (в мм слоя воды) валового увлажнения поверхности (осадки минус испаряемость) и стока, а интервалы увлажнения, выраженные в коэффициентах увлажнения, могут характеризоваться разным набором сочетаний различных параметров атмосферных осадков, стока и валового увлажнения. Особенно важно учитывать мезоклиматические параметры этих показателей, которые, как известно, обнаруживают большую изменчивость в широтно-долготных направлениях и по высоте рельефа. Нами, на примере изучения гидротермических характеристик ландшафтов Южной Америки, установлено, что автоморфные (элювиальные) ландшафты, расположенные в одной природной зоне энергетически по этим показателям нетождественны. Соответственно скорость транспортировки твердых, взвешенных и растворенных веществ в разных внутризональных автономных ландшафтах различается. Эти мезоклиматические гидротермические различия местоположений форм рельефа немаловажны для кадастровых характеристик рельефа как природного ресурса. При мелко- и среднемасштабном анализе геоморфологических ресурсов регионов подобную ситуацию следует иметь в виду. Это обстоятельство подтверждает острую необходимость в геоморфолого-энергетическом зонировании территории.

Совокупность всех видов геоморфологических ресурсов данной территории дает определение ресурсного потенциала рельефа для целей рационального развития конкретного социально-экономического района и выявления общих закономерностей для целей районирования в области природопользования. В связи с развитием представлений о социально-экономических функциях природных ресурсов ландшафтов, к компонентам которых относится рельеф, появилось понятие о «экологических услугах» природных компонентов населению. По-видимому, это нововведение коснется и области социально-экономической геоморфологии, и сложится представление о «геоморфологических услугах» природопользования.

Литература

1. *Иванов С.С.* Энергетический подход к анализу глобального рельефа земной поверхности //Геоморфология, 1989. № 2. С. 3-12.
2. *Кружалин В.И., Симонов Ю.Г., Симонова Т.Ю.* Человек. Общество. Рельеф. Основы социально-экономической геоморфологии. 2-е изд. дополн. М.: АНО «Диалог культур», 2009. 120 с.
3. *Макунина Г.С.* Внутризональные автоморфные ландшафтно – геофизические системы как объекты геоэкологической оценки. Мир геоэкологии. М.: ГЕОС, 2008. С. 80-89.

4. *Макунина Г.С.* Ландшафтно – геофизический базис геоэкологии //География и природные ресурсы, 2014. № 2. С. 5-10.
5. *Матвеев А.В.* Антропогенные рельефообразующие процессы на территории Беларуси // Геоморфология, 1989. № 1. С.46-50.
6. *Спиридонов А.И.* Энергия рельефа //Геоморфология, 1994. № 2. С. 71-74.
7. *Чинчура Ю.* Рельеф как один из основных элементов природного комплекса и его отношения к социально-экономической сфере (на примере Западных Карпат). – Международная география 1976. Том 1. Геоморфология и палеогеография. М., 1976. С. 36-39.

ИНФОРМАЦИОННОЕ РЕКРЕАЦИОННО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ТУРИЗМА НА ПОБЕРЕЖЬЕ КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Мишуринский Д.В., Бредихин А.В.

МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,

mishurinsk@mail.ru

Сегодня туризм является бурно развивающейся отраслью, вовлекающих миллионы участников. Развитие туристической области не может происходить без вовлечения новых, разнообразных природных ресурсов, в качестве одного из ведущих выступает рельеф рекреационной территории.

Широкое развитие рекреационной практики потребовало привлечение методологических разработок геоморфологии, в силу базисного места рельеф в ландшафте. Без знаний и учета свойств геоморфологической среды невозможно представить безопасную организацию рекреационного пространства и дальнейшее эффективное развитие туристической деятельности. Для реализации разнообразных туристических предложений и дифференциация туристического продукта в зависимости от целей рекреанта – необходима научно обоснованная и достоверная информация о рекреационно-геоморфологических свойствах рельефа. Основная рекреационно-геоморфологическая информация должна предоставляться как рекреанту, так и организатору отдыха с двух позиций – аттрактивности и риска. Для каждого участника рекреационных отношений информация должна предоставляться в полном объеме и визуально доступной форме, но не надо забывать, что некоторая часть информации может варьироваться в зависимости от рекреационных целей отдыхающих.

Россия не богата морскими побережьями, которые можно использовать для рекреационных целей. Одним из таких побережий является побережье Балтийского моря в Калининградской области. На территории области сочетаются разнообразные формы и комплексы рельефа: морской пляжи, высокие клифы, эоловый – дюнные поля, ледниковый и водно-ледниковый – холмисто-западинные и флювиогляциальные равнины, и послеледниковый флювиальный, представленный в основном планеморфными долинами. В дополнение к разнообразным ландшафтам область обладает бальнеологическими ресурсами – минеральные воды, лечебными грязями. Таким образом, регион обладает рекреационной аттрактивностью, определяемой сложным геоморфологическим строением и современной динамикой рельефа.

На основе разнообразных рекреационных ресурсов в Калининградской области происходит быстрое и интенсивное освоение рекреационного пространства с формированием туристско-рекреационных кластеров в соответствии с ФЦП по развитию туризма до 2018 г.

Актуальность работы состоит в том, что в настоящее время наблюдается деградация основных рекреационно-геоморфологических ресурсов территории в результате размыва большинства пляжей и усиливающимся рекреационным прессом при дифференциации пространства в рекреационных кластерах по видам туристско-рекреационной деятельности в зависимости от геоморфологического строения территории. Природные факторы развития рекреации при этом выходят на первый план, а взаимодействие между элементами рекреационно-геоморфологической системы друг с другом определяют безопасность, устойчивое и эффективное функционирование всего рекреационного региона.

Рекреационно-геоморфологическая информация должна учитывать аттрактивные и рискованные свойства рельефа побережья Калининградской области, адресована организаторам отдыха и рекреантам и представлять набор материалов: раздел туристического буклета, посвященный роли рельефа в становлении современных ландшафтов, геоморфологическим памятникам природы, набор карт геоморфологических ресурсов и опасностей; рекреационно-геоморфологического районирования побережья, также рекреационно-геоморфологический паспорт берегов Калининградской области.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ПОТОКОВ ПРИРОДНЫХ ГАЗОВ, ГАЗОГИДРАТОВ И МОРФОСТРУКТУР ДНА В ОХОТСКОМ МОРЕ

Обжиров А.И., Шакиров Р.Б., Мельниченко Ю.И.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН,

Владивосток, obzhirov@poi.dvo.ru

Введение. Детальное изучение газогидратов в Охотском море началось после их открытия в 1991 году в районе Сахалинского северо-восточного склона моря. Гидраты были открыты в верхнем слое донных осадков на глубине моря 700 м в районе выходов пузырей метана из дна в воду. В первую очередь заинтересовались этим геологическим феноменом – газогидратами и потоками пузырей метана ученые из института ГЕОМАР, Германия. Институты ТОИ (Россия) и ГЕОМАР (Германия) составили международную программу КОМЕКС (1998-2004), в рамках которой каждый год выполнялись экспедиции в Охотском море по изучению газогидратов и потоков пузырей метана из донных отложений в воду и из воды в атмосферу. После окончания этого проекта был составлен следующий международный проект ХАОС (2003-2006) между ТОИ (Россия), Центром изучения газогидратов Технологического института (Япония) и Институтом полярных исследований КОПРИ (Корея), который был продлен новым Российско-Японско-Корейским проектом САХАЛИН (2007-2012-2017) [1]. Основная цель этих проектов стало поиск потоков метана, газогидратов на Сахалинском восточном склоне Охотского моря (рис. 1), изучение геологических закономерностей их формирования, в том числе влияние потоков пузырей метана и газогидратов на изменение морфоструктур донных осадков.



Рис. 1 Схема расположения районов газогидратопроявления в Охотском море (прямоугольники).

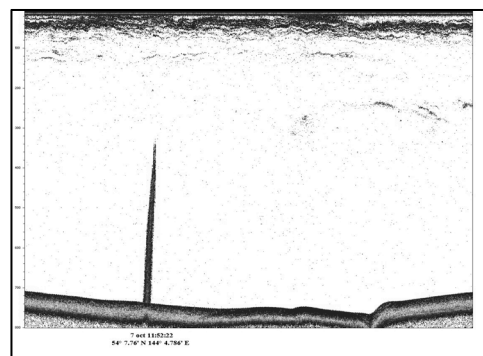


Рис. 2. Гидроакустическая запись выхода пузырей метана из дна в воду.

Результаты исследований. Благодаря выполненным комплексным исследованиям – геологическим, геофизическим, гидроакустическим, газогеохимическим, батиметрическим, были закартированы морфоструктурные нарушения поверхности дна в районе потоков пузырей метана и разрушения – формирования газогидратов в донных осадках [2]. Участки дна, где нарушения его поверхности в районе потока пузырей метана из донных осадков в воду и газогидратов, похожи на разрушения поверхности почвы при оттайки вечной мерзлоты. Эти площади хорошо прослеживаются гидроакустическими наблюдениями (рис. 3) и сонарной съемкой (рис. 4). На этих участках возможны технические катастрофы при строительстве инженерных сооружений на дне (прокладка трубопроводов, буровых вышек и др.).

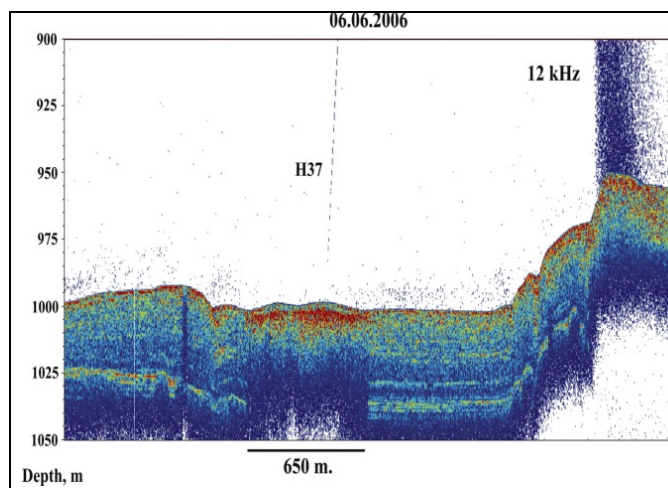


Рис. 3. Гидроакустическая запись морфоструктуры в донных осадках на Сахалинском северо-восточном склоне Охотского моря в районе выходов пузырей метана из донных осадков в воду и газогидратов (в центре расположена структура, образованная потоком метана, в которой поток в настоящее время перекрыт возможно карбонатной коркой, и поток переместился вправо, в зону разлома).

Одним из главных результатов исследований является разработка технологии поиска нефтегазовых залежей и газогидратов и создание комплексных геологической, акустической и физико-химической моделей взаимосвязи формирования потоков пузырей метана, газогидратов, морфоструктур и нефтегазоносных залежей. Данные модели позволят всесторонне выявить и описать основные параметры нефтегазосодержащей и

гидратоносной толщи в районе исследований. Знание этих параметров, а также характера их изменчивости позволяет выработать в дальнейшем наиболее эффективный метод поиска нефтегазовых залежей и экологически безопасный подход воздействия на газогидратоносную толщу с целью извлечения метана.

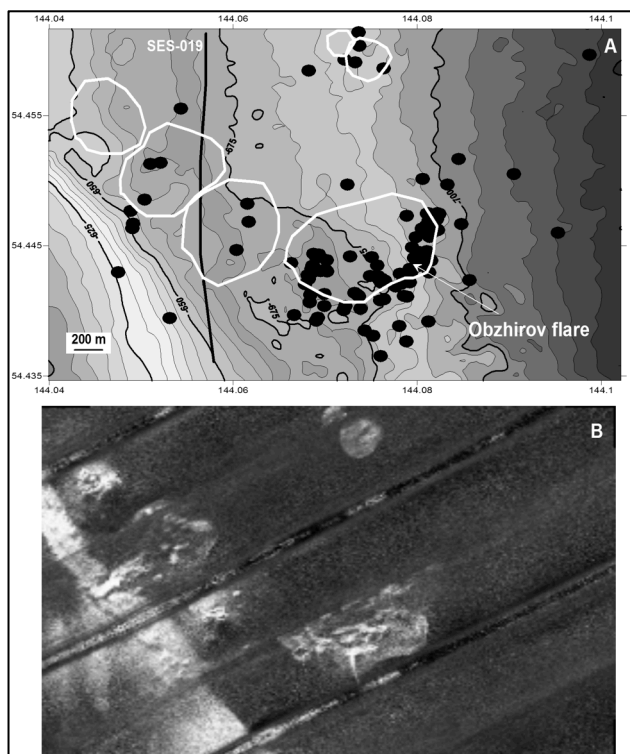


Рис. 4. Вверху – черные точки – выходы потоков метана из донных отложений в воду на Сахалинском северо-восточном склоне, внизу – нарушение донных осадков в районе выходов пузырей метана из донных отложений в воду (светлые округлые фигуры), зафиксированные в результате сонарной съемки.

Концентрации метана вблизи выхода пузырей метана в придонной воде достигали 1000-10000 нл/л, и в донных осадках – 100-200 мл/л, которые превышали фоновые значения в 100 и 1000-10000 раз соответственно. Геофизической съемкой были выделены структуры с потоками газа и изменением поверхности дна с образованием неровностей, сформированных, вероятно, газо-флюидными потоками, поднимающимися из глубоких слоев осадочного чехла [3].

Заключение. Важным выводом является установление сопряженности потоков метана, газогидратов, морфоструктур и нефтегазовых залежей. Более того, возможно газогидраты способствуют формированию залежей нефти и газа, а морфоструктуры и аномалии метана являются хорошим поисковым индикатором нефтегазовых залежей [4]. С одной стороны, газогидраты консервируют углеводороды, с другой, в процессе осадконакопления газогидрат переходит в зону неустойчивости при повышении температуры с увеличением глубины залегания, где образуется снова метан и другие углеводороды. Газогидраты становятся крышкой и способствуют формирования залежей углеводородов.

В пределах площадей газогидратопоявления отмечены участки с характерным развитием неровностей на поверхности дна, на которых зафиксированы остатки и фрагменты раковин моллюсков [5]. Их вымирание, возможно, связано как с повышением

концентрации H_2S , так и прекращением поступления метана, который используется биотой, как источник энергии и углерода.

Литература

1. *Akihiro Hachikubo, Alexey Krylov, Hirotoshi Sakagami, Hirotugu Minami, Yutaka Nunokawa, Hitoshi Shoji, Tatiana Matveeva, Young K. Jin, Anatoly Obzhirrov.* Isotopic composition of gas hydrates in subsurface sediments from offshore Sakhalin Island, Sea of Okhotsk. *Geo-Marine Letters*, 2010 г., Том 30, № 3-4, 313-319.
2. *Обжиров А.И., Ю.А. Телегин Ю.А.* Метан нефтегазосодержащих пород – основной источник формирования газогидратов в Охотском море // *Газохимия*. № 1, 2011. С.44-49.
3. *Обжиров А.И.* Экспедиция ТОИ ДВО РАН В Охотское море на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс № 50) 5-28 июня 2010г. // *Тихоокеанская геология*, 2011, том 30, № 2, с.123-126
4. *Обжиров А.И.* Способ прогноза залежей углеводородов. Патент на изобретение № 2359290 С1 РФ. 2009. Бюл. № 17
5. *Шакиров Р.Б., Обжиров А.И.* Морфотектонический контроль потоков метана в Охотском море // *Подводные исследования и робототехника*. 2009. № 1(7). С. 31-39.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПОИСКА ГЛИНИСТОГО СЫРЬЯ В УДМУРТИИ

Сергеев А.В.

*ФГБОУ ВПО «Удмуртский государственный университет»,
cylph@rambler.ru*

В Удмуртской Республике на 01.01.2013 г. насчитывалось 119 месторождений и 16 проявлений глинистого сырья, в т.ч. 21 – на керамзит, 113 – кирпично-черепичного сырья и 1 – для добавки к силикатной массе. Суммарные балансовые запасы насчитывают 72,7 млн. м³ керамзитового сырья и 219,1 млн. м³ кирпично-черепичного сырья. На многих месторождениях мощность полезной толщи намного превышает глубину разработки. Ежегодная добыча глины в Удмуртии составляет 400-500 тыс. м³. Таким образом, для сравнительно небольшой площади (42 тыс. км²) республика обладает значительными объемами глинистого сырья. Традиционно геологоразведочные работы на глины концентрировались вблизи потребителя – городов. Однако, учитывая увеличение их площади, застройку разведанных месторождений, выработку старых карьеров, активное расширение коттеджных поселков и строительство в районах республики, появляется необходимость в поисках новых месторождений, причем в непосредственной близости от потребителя и (или) от автодорог общего пользования.

Наиболее широко распространены пластичные легкоплавкие глины. В зависимости от степени уплотнения и сцементированности глинистое легкоплавкое сырье подразделяется на пластичные глины и суглинки, аргиллиты и глинистые сланцы. Однако

в приповерхностных условиях, помимо суглинков, наблюдаются аргиллитоподобные глины (местное название – «изоглины», т.е. каменистые, камнеподобные глины).

Поисковые работы базируются на поисковых предпосылках. Из применяемых поисковых предпосылок (стратиграфические, литолого-фациальные, геоморфологические, структурные) на глинистое сырье наиболее перспективны и достоверны геоморфологические предпосылки. Изучение особенностей рельефа позволяет прогнозировать промышленные залежи глинистого сырья.

Подавляющее большинство известных месторождений и проявлений глинистого сырья (86,8%) приурочено к склонам, к водоразделам и поймам – лишь 7,5% и 5,7% соответственно. Однако полевые и картографические исследования показали, что не каждый склон может быть перспективен в отношении месторождения глин.

Наибольшее количество местонахождений глин приурочено к склонам «холодных» экспозиций (таблица 1) [3]. Северные, северо-восточные и восточные склоны отличаются от склонов «теплых» румбов большей протяженностью, меньшей крутизной, значительной мощностью делювиально-солифлюкционных глинистых отложений. Таким образом, данные склоны наиболее перспективны для геологоразведочных работ на глинистое сырье.

Таблица 1. Распределение участков глинистого сырья на склонах Удмуртской Республики

Склоны	Количество месторождений и проявлений глин и суглинков по румбам, %								
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	итого
выпуклые	9,68	9,68	25,8	25,8	12,9	6,46	3,23	6,45	100
прямые	13,64	30,3	24,24	16,67	7,58	1,51	3,03	3,03	100
вогнутые	36,59	26,83	19,51	2,44	2,44	2,44	2,44	7,31	100
в среднем	19,97	22,27	23,18	14,97	7,64	3,47	2,9	5,6	100

Нижняя часть толщи делювиально-солифлюкционных суглинков и глин, как правило, имеет солифлюкционный генезис, верхняя – делювиальный. Именно позднеплейстоценовый перигляциал отличается преобладанием делювиальных процессов, протекающих в более сухих (криоксеротических) условиях. Нижняя, солифлюкционная часть толщи (нижне- и/или среднеплейстоценовая) характеризуется неблагоприятными горнотехническими условиями разработки (обводненность) и неудовлетворительным качеством (засоренность крупнообломочными включениями). Следовательно, перспективными могут быть лишь верхние (калининские и осташковские), делювиальные генерации толщи.

Наибольшее число месторождений приурочено к прямым склонам (в т.ч. волнистым) – 47,8%. На вогнутых склонах отмечено 29,7%, на выпуклых – 22,5% месторождений. Меньшая продуктивность вогнутых и выпуклых склонов по сравнению с прямыми (в 2 раза) связана с менее благоприятными для возникновения промышленных залежей условиями их формирования.

Приуроченность большинства залежей промышленных глинистых отложений к прямым склонам обусловлено большой длительностью их формирования под влиянием делювиально-солифлюкционных процессов, благодаря чему возник прямой продольный профиль и значительная мощность полезной толщи. Среди данных склонов наиболее продуктивными совершенно логично являются северо-восточные склоны (30,3%).

Вогнутые склоны сформировались под преимущественным влиянием солифлюкционных процессов. По этой причине выполняющие шлейфы глинистые отложения характеризуются крайней неоднородностью – изобилием крупнозернистых линз и прослоев, щебнистыми включениями, т.е. в большинстве случаев неудовлетворительным качеством. Среди известных месторождений глин, расположенных на вогнутых склонах, преобладают участки северных румбов (36,59%).

В формировании выпуклых склонов основную роль играли делювиальные процессы, которые в ряде случаев, образовали подобие сглаженных педиментов. Такие склоны отличаются незначительной мощностью толщи. Причем близость коренных пород обуславливает обогащение нижней части глинистых осадков щебнистым материалом. Самыми продуктивными среди выпуклых склонов оказались восточные и юго-восточные склоны (по 25,8%).

К склонам приурочен осадочный геолого-промышленный тип месторождений [1]. На территории Удмуртии представлены следующие геолого-промышленные подтипы [2].

Делювиальные суглинки и глины наиболее чистые и однородные по качеству. Большинство разрабатываемых месторождений глин и суглинков имеют именно делювиальное происхождение (30,4%). Часто сырье представлено жирной высокопластичной глиной. Однако благодаря высокой капиллярной пористости жирные глины способны поднимать грунтовую воду до 3 м, поэтому месторождения в нижней части склона имеют неблагоприятные гидрогеологические условия, т.е. обводнены.

Делювиально-солифлюкционные месторождения находятся на пологих склонах, обычно восточной экспозиции в виде пластообразных залежей (45,9%). Они отличаются повышенной неоднородностью качества, большим содержанием крупнообломочного материала, повышенной пластичностью, увеличением мощности вниз по склону. В том же направлении возрастает вероятность обводненности залежи, что усложняет разработку таких месторождений. Мощность суглинков выдержана, зависит от формы подстилающего рельефа, однако имеет общую тенденцию к увеличению в сторону речных долин, достигая 10 м.

Месторождения лессовидных суглинков (7,4%) расположены в верхних частях склонов и характеризуются весьма благоприятными горнотехническими условиями. Их поверхность имеет слабый уклон, глубокое залегание грунтовых вод. Благодаря высокой пористости и трещиноватости пород легко разрабатывается. Повышенное содержание пылеватых частиц в суглинках и удовлетворительная формовочная способность позволяют использовать их для производства керамзита в естественном виде. Изготовление кирпича из такого сырья не рекомендуется из-за высокой карбонатности.

В целом месторождения глин и суглинков рассмотренных склоновых подтипов характеризуются незначительными запасами и преимущественно низким качеством сырья вследствие плохой сортировки.

На водораздельных пространствах и структурных террасах на глинистых породах представлен остаточный тип месторождений с одним геолого-промышленным подтипом –

элювиально-делювиальные месторождения. Они составляют 12,6 % известных месторождений. Полезная толща имеет форму линзообразной залежи мощностью до 6 м. Она никогда не бывает обводнена. Содержание вредных крупнозернистых включений ниже среднего, их количество увеличивается с глубиной. Мощность их может достигать 7 м. Однако с глубиной заметно возрастает неоднородность суглинков в виде включений гальки уральских пород и минералов, щебня местных пород, линз и прослоев песка.

Аллювиальные глины залегают на террасах, в т.ч. – на современных поймах (3,7 %). Они представлены черными глинами и суглинками, илистыми, часто ожелезненными. Древнеаллювиальные суглинки выдержаны на больших площадях. По сравнению с современными аллювиальными глинами содержат больше линз песка. Качество их довольно выдержано по простирацию. Горнотехнические условия благоприятны, т.к. суглинки залегают непосредственно под почвенным слоем, имеют достаточную мощность (5 м) и обводнены обычно лишь в нижней части.

Изредка полезная толща захватывает выветрелые коренные глины пермской системы. Коренные глины образуют озерный подтип месторождений, который возникает при отложении на дне пресноводных озер глинистых минералов. В центральных частях залежей глины тонкодисперсные, однородные по зерновому составу, содержат небольшое количество песчаных частиц. Однако в Удмуртии при весьма широком распространении коренных глин данный подтип не изучен. В других регионах к ним относится большинство месторождений наиболее ценных огнеупорных и формовочных глин.

Еще более широким развитием пользуются коренные прибрежно-морские глины, образующиеся за счет отложения глинистого вещества в заливах, подводных частях дельт. Глины аргиллитоподобные, залегают в виде линзовидных пластов мощностью от долей до нескольких метров. Площади их измеряются квадратными километрами. Глины плохо сортированы, преимущественно тугоплавкие. Это сырье также геологически и технологически недостаточно изучено.

Таким образом, наиболее перспективными представляются прямые склоны «холодных» экспозиций, палеогеографические условия, формирования которых способствовали возникновению значительных по объемам качественных залежей глин и суглинков. Анализ особенностей рельефа позволяет прогнозировать промышленные залежи глинистого сырья. Рассмотренные геолого-геоморфологические предпосылки могут быть эффективно использованы для оценки перспективности территории и выявления месторождений полезных ископаемых лишь в том случае, если они изучаются во взаимосвязи, с учетом всего комплекса геологических закономерностей, обусловивших пространственное размещение месторождений.

Литература

1. Инструкция по применению Классификации запасов к месторождениям глинистых пород. М., 1983. 44 с.
2. *Сергеев А.В.* Геолого-промышленные типы месторождений глинистого сырья Удмуртии // Материалы Всероссийской научно-практической конференции с международным участием «Вопросы прикладной и региональной географии и экологии» (г. Ижевск, 26-28 ноября 2014 г.). Ижевск: Изд-во «Удмуртский университет», 2014. 358 с. с. 56-60.

3. *Сергеев А.В.* Геоморфологические критерии поисков глинистого сырья // Вестник Удмуртского университета, Сер. Биология. Науки о Земле. Выпуск № 3, 2010. с. 77-78.

РЕЛЬЕФ И ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ В БАССЕЙНЕ ДНЕПРА ПО ИССЛЕДОВАНИЯМ ВАСИЛИЯ ВАСИЛЬЕВИЧА ДОКУЧАЕВА

Снытко В.А., Широкова В.А., Озерова Н.А.

*Институт истории естествознания и техники им. С.И.Вавилова РАН,
г. Москва, Россия, vsnytko@yandex.ru*

В научном наследии В.В.Докучаева (1846-1903) особое место занимают его исследования 1870-х гг., связанные с решением вопроса происхождения долин рек Восточно-Европейской равнины. В течение ряда лет он провел детальные экспедиционные работы в бассейнах Западной Двины, Днепра, а также их притоков: Вазузы, Качни, Гжати, Лосьмины, Сежи и Каспли [1]. Выяснение способов образования речных долин Европейской России представляло в то время актуальную научную задачу. По этой теме существовало довольно значительное количество научных работ. Все они, судя по появившейся как результат проведенных исследований магистерской диссертации В.В. Докучаева, впервые опубликованной в 1878 г. [1] и вошедшей в серию «Классики науки» [2], были им тщательно проработаны и, в конце концов, вовлечены в научный оборот.

Обобщив накопленные результаты и на основании личных наблюдений в средней и южной России, он создал стройную теорию постепенного развития эрозионных форм рельефа [7]. Произведение В.В.Докучаева «Способы образования речных долин Европейской России» явилось источником руководящих идей в области естествознания [6]. А.П. Павлов об этом труде писал: «Докучаев поставил вопрос на прочную основу фактов и наблюдений и его взгляд представляет собой уже не гадательные соображения, а ряд из собственных и чужих наблюдений. Он рассчитал тот путь, вступив на который геологи последующих десятилетий имели возможность вербовать в этой области воззрения более правильные, более общие и более соответствующие духу и стремлениям современной науки. Еще много работ предстоит в этой области, и еще долго всякий новый работник, приступая к ознакомлению с нею, будет брать для себя исходным пунктом «Способы образования речных долин Европейской России» [3, С. 85-86].

Осуществляя экспедиционные поездки в бассейне реки Днепра, В.В.Докучаев обращал внимание на все, визуально наблюдаемые на конкретной территории, а также собирал сведения о прошлом территории, то есть данные, важные с историко-географической точки зрения. Так он сообщает интересный факт о многочисленных мельницах в верховье Днепра: «.... форма речной долины маркирована частыми мельницами» [3, С. 142]. Это свидетельствует о характере природопользования и занятиях местных жителей.

В ходе экспедиционных работ В.В. Докучаев собирает сведения, сообщаемые местными жителями [2]. При изложении их критически осмысливает, подчеркивая, что

они могут быть полезными при интерпретации конкретного фонда. Это, в частности, касается сообщений о разливах рек, обнаружении в обрывах рек артефактов. В работе [1] описан ряд обнажений делювия (четвертичные отложения), даны конкретные зарисовки. Последние из них тщательно выполнены и имеют четкие условные знаки. Все это дает возможность представить конкретную природную ситуацию, что важно в историко-географическом плане. Изложение материала ведется таким образом, чтобы представить все самое характерное. В основе постоянно идет сравнение наблюдаемого, ни один факт не оказывается обойденным вниманием. Сделаны выводы из увиденного, все нацелено на поиск истины о происхождении долин рек в центре Европейской России.

В.В. Докучаев за семь лет работы накопил много фактических материалов по исследованию речных долин Европейской России и опубликован ряд статей, а затем и монографию [1]. Собранные В.В. Докучаевым сведения о характере берегов Днепра, их размыве, миграции русла, характере его меандра позволяет делать сравнения с сегодняшним состоянием русла и поймы, подвергшихся антропогенному давлению. Это тем более возможно, так как описания В.В. Докучаева привязаны к конкретному месту, они подробные, с измерениями, есть зарисовки. Такие сравнения выполняет Комплексная экспедиция Института истории естествознания и техники им. С.И. Вавилова РАН, осуществляющие комплексные историко-научные изыскания по теме: «Исторический водный путь Из варяг в греки» [8]. Удастся проследить характер антропогенного вмешательства. В тоже время основные черты природной обстановки спустя 130 лет остаются неизменными. Это подтверждается и сравнением карт [5] и современных топографических материалов.

Весьма существенны изменения поселенческой структуры долины Днепра, время не пощадило мелких деревень и сел – они исчезли. Расширилась городская застройка, возникли в городах крупные предприятия, отмечается четкое загрязнение почв, воды и воздуха вокруг городских поселений. В тоже время, как и во времена В.В. Докучаева, поселений нет на поймах, они располагаются на террасах и междуречном пространстве.

Рассматриваемые исследования В.В. Докучаева важны в историко-научных целях, они способствовали развитию геоморфологии и внесли свой вклад в научное направление, в современное время называемое природопользованием.

Литература

1. *Докучаев В.В.* Способы образования речных долин Европейской России. СПб: Типография В. Демакова. 221 с.
2. *Докучаев В.В.* Способы образования черных долин Европейской России // В.В.Докучаев. Избранные труды /Классики науки. М.: Изд-во АН СССР, 1949. С. 7-248.
3. *Докучаев В.В.* Геологическое строение некоторых речных долин Смоленской и Витебской губерний как фактическое доказательство способа их образования // Докучаев В.В. Способы образования черных долин Европейской России / В.В.Докучаев. Избранные труды /Классики науки. М.: Изд-во АН СССР, 1949. С. 139-221.
4. *Павлов А.П.* В.В. Докучаев как геолог // Докучаев. СПб: Издание журнала «Почвоведение», 1904.
5. *Подробные* планы участка реки Днепра от Смоленска до Лоева / Составлено по исследованиям Днепровской описной партии, произведенным в 1875-1878 гг. под рук. Поликарпова. СПб. : Картографическое заведение А. Ильина, 1886.

6. *Полынов Б.Б.* Послесловие // В.В.Докучаев. Избранные труды /Классики науки. М.: Изд-во АН СССР, 1949. С. 517-520.
7. *Соболев С.С.* Основные моменты творчества В.В.Докучаева // В.В. Докучаев. Избранные труды /Классики науки. М.: Изд-во АН СССР, 1949. С. 521-560.
8. *Широкова В.А., Озерова Н.А., Собисевич А.В.* Комплексная экспедиция по изучению исторических водных путей: 29 июля – 13 августа 2012 г. – район Волжско-Днепровского участка Великого торгового пути «Из варяг в греки» (заметки из полевого дневника) // Вопросы истории естествознания и техники. 2013. №. 2. С. 179-182.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОЦЕНКИ ЭСТЕТИЧЕСКИХ РЕСУРСОВ БЕРЕГОВЫХ ГЕОСИСТЕМ КАМСКИХ ВОДОХРАНИЛИЩ

Фролова И.В.

*Пермский государственный национальный исследовательский университет,
frolova@psu.ru*

Берега камских водохранилищ разнообразны по геолого-геоморфологическим, гидроклиматическим и почвенно-биогеографическим характеристикам, преобладающим рельефообразующим процессам и степени антропогенной освоенности (при этом большая часть типов береговых систем уже сегодня в значительной степени вовлечена в стихийный (реже организованный) процесс рекреационного использования) [2]. Представляется, что выявление эстетических ресурсов береговых геосистем этих водоемов на основе выделенных рекреационных типов берегов и групп береговых урочищ позволит определить наиболее привлекательные в эстетическом отношении участки береговой зоны для обоснования региональных программ инвестиционной поддержки развития рекреации и туризма.

По нашему мнению, береговые геосистемы равнинных водохранилищ являются экотонными ландшафтными территориями, формирующими пейзажное разнообразие, и являются одним из ведущих аттрактивных факторов рекреационной привлекательности этих территорий. Эстетические ресурсы береговой зоны водохранилища – это пейзажи, формируемые группами береговых урочищ и вызывающие у человека позитивные эмоции при их восприятии.

В настоящее время существует два подхода при выделении эстетических ресурсов территорий: 1) пейзажно-геоморфологический (А.В. Бредихин, О.А. Борсук, Б.И. Кочуров) и 2) пейзажно-ландшафтный (В.А. Николаев, Е.Ю. Колбовский, Д.А. Дирин, Н.Н. Назаров, Д.А. Постников). В основе пейзажно-геоморфологического подхода (рекреационно-геоморфологического) лежит выявление и оценивание основных свойств рельефа (объективных природных и рукотворных), выполняющих эстетическую функцию, на основе понятий «морфологический ландшафт» и «морфологический пейзаж» [1]. Разнообразие рельефа береговой зоны водоемов (эстетические качества) определяется территориальным положением, морфологией, генезисом, геоморфологическим положением смотровой площадки, углом и направлением взгляда наблюдателя.

Пейзажно-ландшафтный подход опирается на такие оценочные критерии как пейзажное разнообразие и разнообразие структурно и вещественно разнородных элементов в ландшафте, в результате выделяются ландшафтно-пейзажные комплексы береговой зоны, имеющие определенный удельный вес эстетической ценности.

Изучение рекреационного потенциала береговой зоны Воткинского водохранилища (по ландшафтным районам, включающим определенный набор групп береговых урочищ) показало, что наибольшая протяженность характерна для берегов кратковременного и специализированного (промыслового) отдыха (60,3 %). Меньшую протяженность имеют берега семейного отдыха и берега купально-пляжного отдыха (7,2 % и 6,3 % соответственно) [3, 4].

Эстетические ресурсы береговых пейзажей являются неотъемлемой частью рекреационного потенциала береговых геосистем камских водохранилищ и могут быть количественно и качественно оценены на основе пейзажно-геоморфологического подхода. В этом случае операционной территориальной единицей становятся группы береговых геосистем (рода урочищ, выделенные на основе геоморфологических критериев и виды береговых урочищ на основе литологического строения берега). Перед отдыхающими (с воды или с обзорных точек) открываются береговые пейзажи, созданные природными процессами.

Морфологический пейзаж берегового склона определяется внешним обликом береговых геосистем (доступным субъекту путем чувственного восприятия, эмоционального созерцания), обладающих эстетическими свойствами привлекательности.

В качестве критериев оценивания эстетических ресурсов береговых пейзажей водохранилища нами приняты:

- геологическое строение берегового уступа (определяет цветовую гамму, «сложность» и гармонию рисунка берегового обнажения);
- морфолого-морфометрические характеристики берегового уступа (элемент речной долины и морфометрия: крутизна и высота берега, степень горизонтального и вертикального расчленения, формируют пейзажную композицию);
- проявления экзогенных геоморфологических процессов, характерных для данной группы береговых урочищ (абразионные ниши, обвалы, осыпи, овраги и др., которые могут выступать в качестве отдельных элементов морфологического пейзажа берега).

Из негеоморфологических критериев эстетической оценки береговых систем список дополняют:

- преобладающие типы растительности (завершают пейзажную композицию на неосвоенных или слабо освоенных берегах),
- антропогенные объекты (инфраструктурные объекты, селитебная зона и т.п., определяют наличие доминанты в пейзаже, формируют пейзажную композицию и сюжет).

Литература

1. Бредихин А.В. Эстетическая оценка рельефа при рекреационно-геоморфологических исследованиях // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 2005. № 3. С. 7-13.
2. Назаров Н.Н., Фролова И.В. Береговые зоны водохранилищ как элементы рекреационного каркаса города (на примере Перми) // Известия Алтайского

государственного университета. Биологические науки. Химия. Науки о Земле. 2012. № 3-2 (75). С. 81-84.

3. Назаров Н.Н., Фролова И.В. Оценка природного рекреационного потенциала берегов Камского водохранилища // Вестник Удмуртского университета. Сер. 6. Биология. Науки о Земле. 2012. Вып. 4. С. 9-13.

4. Фролова И.В., Якимова Л.В. Рекреационный потенциал берегов Воткинского водохранилища // Географический вестник. 2013. № 4 (27). С. 92-99.

Секция 3

**ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ
БЕЗОПАСНОСТИ****ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ БЕЗОПАСНОСТЬ РЕКРЕАЦИОННОГО
ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ КАЛИНИНГРАДСКОГО ПОЛУОСТРОВА****Абдуллаева И.В., Бредихин А.В.***МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, ilolina@rambler.ru*

Калининградский полуостров, благодаря особым физико-географическим условиям, уникальным природным ландшафтам и наличию большого количества природных и историко-культурных памятников, позволяет реализовывать оздоровительный, лечебный, познавательный и спортивный типы рекреации. А выгодное экономико-географическое положение региона привлекает как отечественных, так и зарубежных туристов.

На этапах планирования и развития рекреационной деятельности организаторам необходимо уделять особое внимание морфологическим характеристикам рельефа и динамическим условиям среды, которые способны повлиять на дальнейшее успешное развитие и функционирование рекреации. Прежде всего, необходимо выделить источники рисков, и как они могут повлиять на рекреационно-геоморфологическую систему в целом и на ее внутренние объекты, субъекты и связи между ними. Согласно А.В. Бредихину (2010) «для анализа отношений «рельеф-рекреация» предлагается подход с точки зрения рассмотрения особого вида систем – *рекреационно-геоморфологических*, в которых сама рекреационная суперсистема и некоторые части – субъекты (рекреанты, организаторы отдыха), объекты (технические системы, рекреационные сооружения) вступают в различные отношения с рельефом на основе его метрических, топологических, динамических и временных свойств, выраженных в виде геоморфологического строения и положения через набор функций (эстетическая, познавательная, спортивная, устойчивости и др.) для достижения своих рекреационных целей и поддержания устойчивого состояния и развития» [2, с. 32]. Здесь следует четко определить разницу между «риском» и «безопасностью», так как главная задача организаторов стоит не только в осведомленности о существовании тех или иных неблагоприятных процессов на территории, но и в том, как управлять рисками для достижения безопасного рекреационного природопользования. Риск представляет собой комбинацию вероятности возникновения неблагоприятной ситуации и последствий их возникновения [6]. Безопасность – это такое состояние объекта, при котором риски (для него или от него) не превышают некоторого приемлемого уровня либо полностью отсутствуют [4].

Для рекреационного природопользования на полуострове можно выделить ряд важнейших геоморфологических процессов, свойств рельефа и гидрометеорологических условий, которые определяют степень геоморфологической безопасности территории. Геоморфологическая безопасность – это состояние геоморфологической или эколого-геоморфологической и другой системы, при котором риски являются приемлемыми [1].

Оценка геоморфологической безопасности является актуальной задачей, решение которой позволит в будущем избежать или, по крайней мере, минимизировать ущерб, который может быть нанесен инженерным сооружениям, рекреантам, рекреационным ресурсам, а также аттрактивности пейзажа. В связи этим для оценки геоморфологической безопасности был выделен ряд геоморфологических и не геоморфологических факторов.

Среди геоморфологических факторов были выделены: современная динамика берега, состояние клифа, состояние берегозащитных укреплений, площадь развития склоновых процессов (оползней, обвалов и осыпей), углы наклона абразионного уступа, высота абразионного уступа, материал приурезовой части пляжа и темпы абразии. При худшем сценарии событий данные процессы могут привести к ущербу инженерных сооружений, здоровью и жизни рекреантов, а также деградации рекреационных ресурсов.

Среди негеоморфологических факторов выделены: режим штормов и протяженность застройки побережья. Данные процессы нередко выступают в роли источников вышеперечисленных геоморфологических факторов. Во время штормов усиливается скорость ветра. В свою очередь, сильные ветры способны генерировать большие волны, а также нагонные явления, которые в результате усиливают эффект размыва в несколько раз, а дождевые и снеговые осадки вызывают эрозию береговых уступов, провоцируют оползни и развитие оврагов на коренных берегах [3].

По отношению к побережью современное антропогенное воздействие изменяет ход природных берегоформирующих процессов. Например, оползневые процессы усугубляются при строительстве зданий и сооружений, не связанных с укреплением берега [3]. Помимо этого отрицательные последствия имеют субъективные причины деградации прибрежной зоны побережья, выражающиеся в нерациональном природопользовании территории рекреантами (засорение, уничтожение растительности и прочее). Также, рост города-курорта (например, Светлогорска) – это процесс урбанизации, который ведет к уменьшению рекреационной емкости территории [5].

В результате рекреационно-геоморфологического районирования было выделено несколько районов на северном и западном побережьях Калининградского полуострова, отличающиеся геоморфологическими и морфодинамическими условиями, а также степенью рекреационного освоения. Оценка геоморфологической безопасности проводилась для типичной для своего района рекреационно-геоморфологической системы. Вышеперечисленные факторы были ранжированы для приведения к общей шкале измерения безопасности, в результате чего было выявлено, что наиболее стабильными и одновременно безопасными являются участки юго-западного побережья Балтийского моря.

Оценка показателя геоморфологической безопасности позволяет повысить эффективность планирования рекреационного природопользования, так как на начальном этапе перед организаторами уже будет стоять задача либо бороться с существующим ущербом или угрозой ущербов для повышения степени безопасности территории, либо отказаться от проектирования, в связи с большими экономическими убытками в будущем. Также комплексный показатель позволяет наиболее достоверно проводить сравнения между отдельными регионами.

Литература

1. *Болысов С.И., Бредихин А.В., Еременко Е.А.* Основы концепции геоморфологической безопасности // Экзогенные рельефообразующие процессы: результаты исследований в России и странах СНГ. Материалы XXXIV Пленума Геоморфологической комиссии РАН, Волгоград, 2014, с. 19-26.
2. *Бредихин А.В.* Рекреационно-геоморфологические системы. Смоленск: Ойкумена, 2010, 328 с.
3. *Бурнашов Е. М.* Современная динамика и геоэкологическое состояние морского берега Калининградской области. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук. Барнаул-Калининград: ФГБОУ ВПО «КГТУ», 2011, 19 с.
4. *Мягков С.М.* География природного риска. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995, 224 с.
5. *Полеткина А.В.* Факторы, влияющие на развитие рекреационного потенциала курортных городов Калининградской области. // Вестник Балт. Фед. Ун-та им. И. Канта, Вып. 1, Естественные науки, 2006, с. 62-68.
6. *Харченко С.Г., Паровина О.С.* Управление риском // Экология и промышленность России. М.: Октябрь, 2001, с. 58-69.

ПРОБЛЕМЫ ОБЕСПЕЧЕНИЯ ЛАНДШАФТНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ КРУПНЫХ ГОРОДОВ (НА ПРИМЕРЕ ГОРОДА БАКУ)

Ализаде Э.К., Тарихазер С.А., Гулиева С.Ю., Кучинская И.Я.

Институт Географии НАН Азербайджана, elgeom@mail.ru, irgeo@pisem.net

Обостренность экологической ситуации в г. Баку, взаимообусловленность проявления различных экологических проблем, неэффективность существующей практики решения отдельно взятых проблем, неопределенность экологических перспектив развития городских построек и мн. др. обуславливает необходимость обобщения экологических знаний о городе. По мнению Блануца В.И. (1991) в структуре такого обобщения определенное место должно отводиться географии, которая через призму функционирования территориальных комплексов преломляет разнородные данные о городской среде.

Город представляет собой многоуровневую динамическую систему, формирование которой обусловлено «природным» фундаментом. Одним из основных элементов этого фундамента является рельеф. Рельеф, наряду с другими факторами, влияет на функциональное использование и, наоборот, функциональная принадлежность влияет на рельеф. Проблема обеспечения ландшафтно-геоморфологической безопасности городов – одна из сложнейших и пока слабо разработанных задач геоморфологии городских территорий.

Для территории г. Баку наиболее опасными геоэкологическими процессами являются оползневые процессы, овражно-балочная эрозия, сейсмическая активность и грязевулканическая деятельность. Среди основных причин, стимулирующих активизацию

этих процессов в городе, являются следующие: 1) геолого-геоморфологические; 2) инженерно-технические (рис. 1).



Рис. 1. Геоэкологическая оценка г. Баку.

Оползневые процессы наблюдаются на территории г. Баку, которые разнообразны по генезису, возрасту, форме и величине. Образование оползней вызвано как естественными причинами (переувлажнение пород естественными и подземными водами, большая крутизна склонов, глинистые породы, тектонические нарушения северо-восточного и северо-западного направлений), так и воздействием человека – подрезкой, переувлажнением сточными и техногенными водами склонов и др. Выделяются оползни-обвалы и суффозионные оползни, которые встречаются на склонах Гюздекского и Бакинского плато, Зыхской моноклиальной гряды (высота 170 м) на Баиловском амфитеатре и г. Бадамдар (высота 233 м), Аташкя-Шабандагского хребта, иногда в оврагах.

Развитию оползней способствуют глины третичной и четвертичной систем, которые залегают в основании склонов и служат плоскостью смещения оползневых материалов. Одним из важных оползнеобразующих факторов является глубина залегания грунтовых вод (на глубине до 3 м и от 3 до 5 м) (рис. 2).

Относительно небольшие смещения оползней развиты в оврагах, сложенные четвертичными отложениями. Ускоренный рост оврага и, соответственно, нагрузка напряжений в грунтах, вызывает быстро протекающие оползневые явления и блоковое оседание грунтов, а это, в свою очередь, вызывает расширение оврага (Ковалев С.Н.,

2009). Обычно в верхних и средних частях склонов развиты суффозия, плоскостной смыв и овражная эрозия, в нижних частях – суффозия.

Несмотря на скудное количество атмосферных осадков, на Апшеронском полуострове и в г. Баку эрозионные формы рельефа развиты довольно широко. Это обусловлено рыхлым составом, трещиноватостью горных пород, новейшими тектоническими движениями, разреженностью растительного покрова, характером выпадения атмосферных осадков и процессами выветривания, а также колебанием уровня главного базиса эрозии – Каспийского моря.



Рис. 2. Оползень в Хатаинском районе г. Баку (фото 3 марта 2012 г.).

На территории г. Баку овраги находятся на разной стадии развития. Более активными являются овраги с невыработанным – выпуклым профилем. Эти овраги имеют вытянутую форму, скорость роста данных оврагов составляет несколько десятков сантиметров в год (рис. 3).



Рис. 3. Овражная эрозия в Ени Ясамал г. Баку (фото 10 ноября 2014 г.).

Наибольшим развитием овражной эрозии отличается Аташгях-Шабандагский хребет, имеющий максимальную высоту (более 300 м) на севере и постепенно понижающийся в южном направлении. Склоны его довольно крутые (особенно восточные), и местами террасированы. Восточные склоны хребта сильнее расчленены, чем западные, что связано различным уровнем местных базисов эрозии. Местный базис эрозии оврагов восточного склона Ясамальской долины расположен на 20 м ниже, чем базис эрозии оврагов западного склона (Ширинов Н.Ш., 1963).

Молодые овраги наблюдаются на склонах южной половины Гобийской долины. Например, на западе Апшеронского полуострова глубина эрозионного вреза за четвертичный период достигла 250-280 м. В северное крыло Бакинского синклинального плато в верхнехазарскую морскую террасу врезан овраг глубиной до 40-50 м. Кроме того, большую эрозионную работу выполняют грифоновые воды грязевых вулканов.

Таким образом, при исследовании ландшафтно-геоморфологической напряженности в пределах территории г. Баку выявлено, что тренд развития экзодинамической обстановки определяется взаимодействием естественных и техногенных факторов, различающихся по природе, интенсивности и масштабам. Установлено, что природные особенности территории и наложившиеся на них техногенные преобразования привели к формированию специфической природно-техногенной системы г. Баку, для которой характерны активизация старых и развитие новых форм опасных эндо- и экзогенно обусловленных явлений. При этом со временем нарастает негативный эффект для техногенной составляющей системы, что может привести к созданию чрезвычайных ситуаций.

Литература

1. *Блануца В.И.* Районирование городской территории: возможности и ограничения при разных подходах в изучении городской среды // География и природные ресурсы, №2, 1991, с. 27-35
2. *Ковалев С.Н.* Развитие оврагов на урбанизированных территориях. Автореф. дис. на соиск. уч. степени к.г.н. Москва, 2009, 24 с.
3. *Ширинов Н.Ш.* Геоморфология Апшеронской нефтеносной области // Отчет ИГ НАН Азербайджана. Баку, 1963, 231 с.

ОЦЕНКА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РИСКА НА ИРКУТСКО-ЧЕРЕМХОВСКОЙ РАВНИНЕ ДЛЯ ОБЕСПЕЧЕНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ

Баженова О.И.¹, Тюменцева Е.М.²

¹Институт географии СО РАН им. В.Б. Сочавы, bazhenova@irigs.irk.ru,

²Педагогический институт Иркутского государственного университета,
tumencev@irk.ru

Значительная антропогенная нагрузка на ландшафты в сочетании с их слабой устойчивостью к техногенезу и высокой плотностью населения предопределили на юге Восточной Сибири напряженную экологическую обстановку, низкий уровень

геоморфологической безопасности. В связи с этим возникла необходимость оценки геоморфологического риска – возможности возникновения опасных геоморфологических явлений. К таким явлениям относятся геоморфологические процессы, нарушающие или разрушающие среду жизнедеятельности человека; формы и комплексы форм рельефа, само существование которых прямо или опосредованно может представлять опасность или затрудняет жизнедеятельность человека. С этих позиций проводилось исследование рельефа и геоморфологических процессов юго-восточной наиболее освоенной части Иркутско-Черемховской равнины, где произошли серьезные техногенно обусловленные изменения геологической среды. Равнина с полого-увалистым и низкоротно-грядовым рельефом протягивается узкой полосой вдоль северо-восточного макросклона Восточного Саяна почти на 400 км. Здесь сконцентрированы крупные промышленные предприятия, наблюдается высокая плотность населения (30-70 чел/км²).

При оценке геоморфологического риска использовались результаты маршрутных и дистанционных исследований, лабораторных и полевых экспериментов, количественные модели процессов, выполнялось картографирование опасных процессов и зонирование территории по вероятности развития опасных процессов. При этом учитывалось, что одни процессы и создаваемые ими формы рельефа (оползни, карст, мерзлотные явления, просадки и др.) имеют локальный характер распространения и наиболее опасны для строительства и эксплуатации инженерных сооружений, другие (эоловые и эрозионные) часто поражают большие площади, опасны для сельского хозяйства, состояния земельных и водных ресурсов.

Иркутская область относится к числу регионов повышенного класса опасности ЧС природного характера [1]. Для Восточно-Сибирского региона основными видами природных ЧС являются геоморфологические: оползни, склоновый смыв, эрозия, пыльные бури, во время которых активизируются эоловые процессы, и др. В среднем в год в районе исследования регистрируется 5-12 чрезвычайных ситуаций природного характера, приводящих к различным нарушениям в жизнеобеспечении населения и приносящих определенный ущерб. Анализ ежегодной динамики природных ЧС с 2000 по 2014 гг. показал, что количество ЧС изменялось от 0 до 36 (2006 г). В 2013 г. на территории Иркутской области наблюдалось 28 опасных явлений [2].

При оценке геоморфологического риска учитывалась также вероятность развития оползней, русловых деформаций, и степень техногенной нарушенности рельефа и процессов рельефообразования. В районе Черемховского угольного месторождения особую опасность представляют отработанные участки, на которых возможны просадки и обрушение кровли угольных пластов. К районам повышенного геоморфологического риска следует относить участки развития карстовых воронок, где хозяйственное освоение должно проводиться с большой осторожностью. Размеры воронок различных типов довольно сходны: глубина обычно 3-10, иногда достигает 15 м, диаметр 5-30, кое-где до 100 м. Наибольшую опасность для инженерных сооружений представляют провалы. Они образовались в зоне подпора Братского водохранилища, на поверхности террас и в днищах суходолов.

При определении риска, связанного с проявлением эоловых процессов, проводилось сопоставление расчетных количественных показателей и экспериментальных данных. Это позволило оценить дефляционную опасность земель. Дефляционные процессы не обнаружены на территории, занятой светлохвойными лесами (25% земель).

Слабое развитие они имеют на 35% площади района. В основном это западная часть равнины. Здесь величина климатического индекса дефляции 0,3, в среднем здесь ежегодно отмечается 1-2 пыльные бури, темпы эоловой аккумуляции менее 0,5 т/га в год. Во время пыльных бурь с полей сносится 1-5 см почвы. Наиболее активно ветровая эрозия проявляется в местах значительного нарушения земель (район Черемхово), а также на обнаженных участках песчаных террас Ангары в районе г. Усолья-Сибирского. Дефляционный климатический индекс здесь больше 1, количество пыльных бурь 4-6 за год, интенсивность переноса мелкозема 1-5 т/га в год, на локальных участках может быть значительно больше. Особенно велики экологические последствия пыльных бурь редкой повторяемости (раз в 100 лет) во время которых частично гибнут посевы сельскохозяйственных культур; нарушаются линии электропередачи; возникают пожары; тучи поднятой в воздух пыли вносят дискомфорт в жизнедеятельность людей. Овражная эрозия оценивалась по аэрофотоснимкам. Распространены донные и склоновые формы размывов. Донные овраги протяженностью до 3 км приурочены к днищам долин временных водотоков и балкам, связанным с долинной сетью рек Оки, Унги, Залари, Ангары и Белой. Склоновые овраги длиной 50-300 м секут борта речных долин и балок. Наиболее активна овражная эрозия в бассейнах Унги и Залари, где сформировалась разветвленная система оврагов значительной длины и глубины. На отдельных участках расчлененность овражными формами достигает 4-5 км/км².

Для определения риска, обусловленного развитием процессов эрозии почв, выполнена прогнозная количественная оценка вероятных потерь почвы от ливневого и талого смыва. На основе полученных расчетных величин модуля смыва в районе выделены четыре зоны эрозии почв: I – капельно-дождевой деструкции и очень слабого смыва (среднегодовые потери почв не превышают 2 т/га), II – слабого смыва (2-5 т/га), III – среднего смыва (5-8 т/га), IV – сильного смыва (более 8 т/га). Выделение зон позволяет дифференцированно подходить к выбору типа землепользования, приемов агротехники и противоэрозионных мероприятий. Анализ данных по овражной эрозии и вычисление средневзвешенных значений потенциального смыва для морфогенетических типов рельефа позволили выделить на равнине 4 категории земель с различной эрозионной опасностью: неэрозионноопасные, слабо-, средне- и сильноэрозионноопасные.

Результаты анализа представлены в виде серии оценочных карт, составленных для отдельных генетических типов процессов. Наложение этих карт друг на друга позволило выделить зоны геоморфологического риска. К ним относятся территории с высокой эрозионной и дефляционной опасностью, участки развития карста, оползней, оврагов, рвов отседания на крутых склонах речных долин, зоны интенсивного морозобойного растрескивания грунтов, участки криогенного пучения грунтов при промерзании и их просадки при оттаивании, места формирования наледей, ареалы вероятного развития просадок лессовых пород, тиксотропного разупрочнения грунтов и других опасных процессов, связанных со специфическими свойствами рыхлых отложений. При этом учитывалось количество опасных процессов и степень опасности каждой генетической группы процессов. Определены территории со слабой, средней, повышенной и высокой вероятностью развития опасных экзогенных процессов. В зонах с повышенной и высокой вероятностью их развития было выделено 9 районов повышенного геоморфологического риска. Почти все районы приурочены к речным долинам и придолинным участкам склонов, где высока вероятность криогенных деформаций (Китойский, Заларинский),

карстовых процессов (Заларинский), русловых деформаций (Китойский, Окинский, Иркутский), оползней (Окинский Иркутский), овражной эрозии (Унгинский, Заларинский), просадочно-суффозионных процессов (Китойский, Унгинский).

Очевидно, что в таких областях, высокого геоморфологического риска инженерные сооружения должны иметь увеличенный уровень геоморфологической безопасности, размещению опасных объектов должно предшествовать тщательное и детальное проведение экологической экспертизы. Для повышения уровня геоморфологической безопасности на юге Иркутской области требуется разработка долгосрочной стратегии управления геоморфологическими рисками, необходим комплексный анализ причин и факторов возникновения ЧС, мониторинг опасных геоморфологических процессов, введение мер снижения риска, на случай неизбежных ЧС заблаговременная подготовка оптимального реагирования.

Литература

1. Кузьмин С.Б. Опасные геоморфологические процессы и риск природопользования. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2009. 195 с.
2. О состоянии и об охране окружающей среды Иркутской области в 2013 году. Государственный доклад. Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2014. 389 с.

СОСТОЯНИЕ БЕЗОПАСНОСТИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Бексентова Р.Т.

РК, Алматы, КазНУ им. аль-Фараби, bek.rt.52@mail.ru

Длительная разработка и обогащение руд (цветных, полиметаллических и редкометалльных) и угля в регионе требует значительных энергетических и водных затрат. Практически все виды хозяйственной деятельности, в том числе с использованием воды, так или иначе, приводят к химическому загрязнению (в различных диапазонах) окружающей среды. Согласно М.И. Львовичу [1, с. 214] для первичной переработки руд и извлечения 1 тонны полезного компонента необходимо 8 тонн воды и более 1000 квт энергии. Сказанное актуально для исследуемого региона в связи с использованием до сего времени устаревших технологий. Ограниченность поверхностных водных ресурсов субаридной и аридной в климатическом плане территории Центрального Казахстана подвело горнорудное производство к активному и масштабному использованию подземных вод, что в совокупности привело к загрязнению основных рек и водохранилищ региона к опасному для жизни загрязнению, особенно бассейнов рек Нуры и Сарысу, а также вод Кенгирского, Самаркандского и Шерубай-Нурина водохранилищ.

Комплекс работ по добыче твердых полезных ископаемых приводит к изменению всего комплекса природных условий в районах добычи и приграничных землях. Выемка и аккумуляция горных масс представляет собой изменение геологических и геоморфологических условий; защита горнодобывающих объектов от затопления (выкачка шахтных и рудничных вод) – изменение гидрологических и гидрогеологических условий.

Исчезают родники, мелеют реки и озера, развивается карст и многие другие неблагоприятные, а порой и опасные процессы, вызывающие быстрое преобразование и деформацию верхнего слоя земной коры и рельефообразующих элементов. Установлено, что понижение пьезометрического уровня подземных вод на каждые 10 м водоносной толщи увеличивает нагрузку вышележащих слоев в среднем на 1 кг / см² [2].

В структуру всех горнорудных предприятий обычно входят горные цеха, отвалы пустых пород и окисленных руд, обогатительные фабрики, хранилища промышленных стоков, металлургические и химические заводы, водозаборные сооружения, населенные пункты, подземные дороги, ЛЭП и т.д. Компактность расположения этих объектов территориально связана с разработкой одного или группы месторождений. Разрабатываемые здесь открытым и подземным способами месторождения железомарганцевых руд, меднорудных, свинцово-цинковых, редких металлов являются постоянно действующими факторами как прямого, так и опосредованного негативного воздействия на окружающую, в том числе и геоморфологическую среду. Одним из таких опосредованных негативных воздействий являются вредные выбросы в атмосферу. К крупным источникам атмосферного загрязнения относятся предприятия корпорации «Казахмыс» (на ее долю приходится приходится 75% общих выбросов SO₂ в металлургической промышленности и 37% от общего количества твердых веществ), компании «АкселорМиттал Темиртау» и АО «Казцинк». Твердые частицы, выбрасываемые предприятиями корпорации «Казахмыс», варьируются в размерах (от 1000 до 0,1 микрон) и содержат тяжелые металлы (кадмий, свинец, цинк, медь, хром и т.д.), диоксид кремния [4]. Зона влияния пыли, концентрация которой превышает ПДК в 2-6 раз, составляет около 10 км. За счет расширения городского строительства ряд цехов Жезказганского медеплавильного завода давно вошли в черту города, вследствие чего зона рассеяния пыли вышла далеко за пределы установленных санитарно-защитных зон, радиус которых не должен превышать 1000 метров для металлургических комбинатов. На долю компании «АкселорМиттал Темиртау» приходится 87% общего объема выбросов двуокси углерода, 57,6% общих выбросов диоксида азота и 32,5% твердых частиц, выбрасываемых металлургической промышленностью. Значительные выбросы загрязненной пыли, накрывая жилые массивы, оказывают вредное влияние на здоровье людей. Кроме того, такая пыль содержит большое число металлов, включая медь, барий, цинк, никель, кобальт и бериллий, которые смываясь талой и дождевой водой, попадают в грунтовые воды, сливаются в понижения рельефа и, при малых уклонах линий стока, концентрируются в подошвенной части пологих склонов и днищах логов и саев. Таким образом, морфология рельефа распределяет и перераспределяет твердые атмосферные загрязнения.

Горные отвалы – отходы производства (до 7 млрд. т.) не только отторгают значительные земельные угодья, но и рождают ощутимые негативные экологические и социальные последствия [3].

Согласно расчетам, в 2010 году накопления всех видов твердых отходов в Республике Казахстан составили около 24 миллиарда тонн. Значительная часть этих накопленных отходов хранится в Карагандинской области (29,4%) [4, с. 149-151; 6]. Большая часть хвостовых отходов медных руд находится вблизи Жезказгана и Балхаша, являясь источником значительного загрязнения окружающей среды, в результате деятельности экзогенных агентов, подземных и поверхностных вод.

Способ добычи изменяет характер и тип техногенных воздействий на компоненты природной среды. Открытый способ приводит к развитию целого ряда опасных геоморфологических процессов – линейной и плоскостной эрозии, оползней, обвалов, дефляции и др., проявляющихся на бортах и днищах карьеров, на поверхности отвалов вскрышных работ, появлением территорий новообразованных грунтов, не имеющих плодородного слоя почвы и плотного растительного покрова, что полностью меняет природные условия горнопромышленного региона. С подземными разработками связаны деформации покровных толщ и формирование мульд оседания, прогибание слоев под действием собственного веса, сдвиг пород по плоскостям напластования, обрушение кровли над вырабатываемыми пластами (что имеет место над старыми отработанными шахтами в пределах рудного поля в г. Сатпаев) (рис. 1), образование зоны трещин и интенсивного дробления пород, приводящие к изменению поверхностного стока, затоплению и заболачиванию просевших участков земной поверхности над подземными выработками [5].

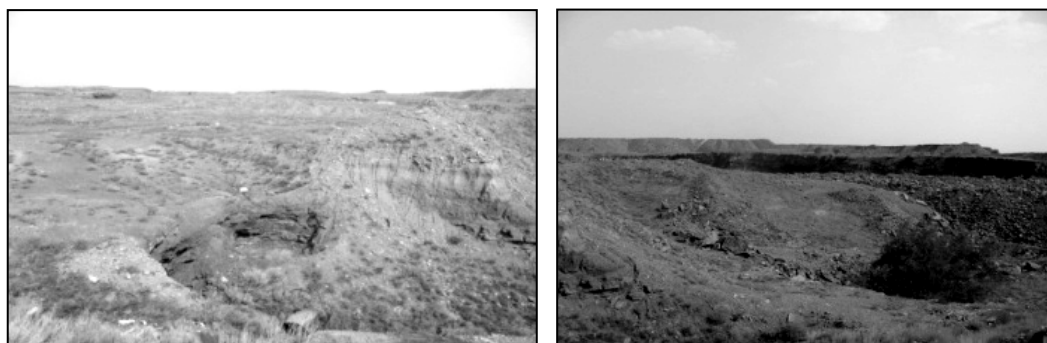


Рис. 1. Провалы над шахтными пустотами (близ пос. Рудник. Жезказганское рудное поле).

Нагрузка на природную, в том числе и на геоморфологическую среду за счет угледобывающей отрасли отмечается в пределах всего Карагандинского бассейна, общая площадь которого составляет более 4 тыс. км². При подземных разработках большой экологический риск связан с внезапными выбросами угля и газодинамическими явлениями. По данным А.С. Сагинова, в Карагандинском бассейне подобные выбросы достигают от нескольких метров до 550 м. Особую опасность представляют серосодержащие газы, значительный объем которых выделяется во время отбойки и транспортировки угля [5,6]. Имевшие внезапные взрывы газов в шахтах Караганды привели к провалам очистных сооружений, что, в свою очередь, привело к деформациям земной поверхности. Накопившийся за длительную историю (более 60 лет) освоения угольных месторождений отвальный материал терриконов является постоянно действующим негативным фактором на окружающую среду. Дисперсная часть отложений терриконов разносится ветровой и водной эрозией на многие километры, являясь источником загрязнения и разрушения почвенно-растительного покрова и дальнейшего усиления эрозионных и дефляционных процессов. Сами подземные угольные пласты на отдельных участках городской черты стали причиной проседания земной поверхности, иногда с образованием провальных воронок с последующим их обводнением и заболачиванием.

Коренное переустройство приповерхностной и поверхностной части литогенной основы происходит особенно при карьерной выемке рудной массы, которая в

совокупности с отвалами технологической переработки на горнообогатительных комбинатах в условиях полупустыни стимулирует образование безжизненных территорий – технологических бедлендов (рис. 2). На бортах практически всех карьеров развиваются гравитационные процессы, развиваются эрозионные и дефляционные процессы.

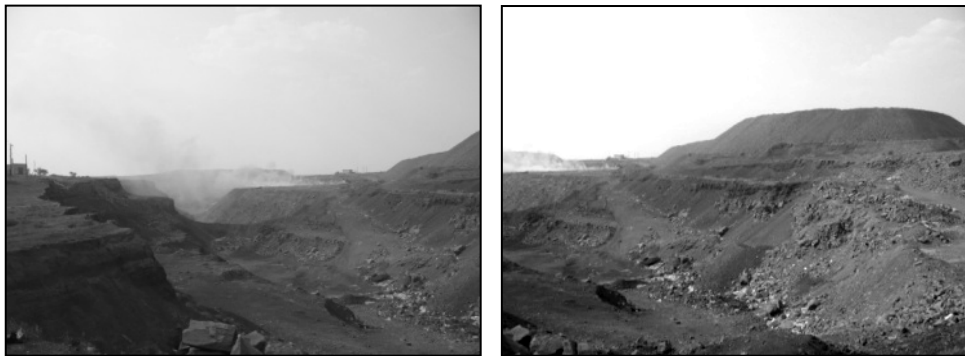


Рис. 2. Безжизненные пространства близ Анненского карьера (недалеко от г. Сатпаев).

В аридных условиях к особо отрицательным следствиям горнорудного производства относятся изменения гидрогеологической обстановки на действующих рудниках. Рудники чаще всего являются причиной образования депрессионных воронок, площадь которых достигает сотен квадратных километров. С увеличением глубины и площади отработки происходит рост депрессионной воронки и одновременное ухудшение качества воды. Так, в первые годы разработки Жезказгана при глубине шахтной отработки до 100 м рудничные воды были пресными и слабосоленоватыми, имели гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный состав. С углублением отработки месторождения до 200-300 м в зону активного водообмена начали поступать сульфатно-хлоридные воды с повышенной минерализацией 2,5-3,5 г/л. После вскрытия горными выработками зон тектонических нарушений (300-400 м) появились хлоридные воды с сухим остатком 10-15 г/л. Одновременно рудничные воды часто в своем составе имеют значительное содержание вредных микроэлементов: свинца, цинка, меди, железа, ртути, мышьяка и др., которые делают их непригодными для использования. В районах горных разработок эти воды загрязняют грунтовые воды, подтапливают населенные пункты, выводят из оборота значительные площади земель, становятся причиной заболачивания и засоления земель (г. Жезказган, п.г.т. Жайрем, пос. Аксу и др.) [4,5,6].

Из-за обезвоживания значительных территорий существенно изменяется экологическая обстановка: трансформируется видовой состав растительного покрова, нарушается структура почв, усиливается эрозия и дефляция, что приводит к стимулированию развития процессов опустынивания. Нарушенные геологоразведкой, горными разработками и горными предприятиями земли занимают огромные площади, катастрофически сокращая площади обустроенного жизненного пространства населения региона.

Литература

1. Львович М.И. Вода и жизнь (Водные ресурсы, их преобразование и охрана). М.: Мысль, 1986. 254 с.

2. Сластунов С.В., Королева В.Н. и др. Горное дело и окружающая среда. М.: Логос, 2001. 271 с.
3. Горшков С.П. Экзодинамические процессы освоенных территорий. М.: «Недра», 1982. 286 с.
4. Баймырзаев К.М. Природно-ресурсный потенциал Центрального Казахстана и проблемы его рационального освоения. Алматы, 2000. 268 с.
5. Алтысбаев К.А., Караторгаев М.Н. Исследование проблемы поддержания очистного пространства со сложными горно-геологическими условиями Жезказганского месторождения // Вестник Жезказганского университета им. О.А. Байконурова. Жезказган, 2001. №2(2). С.192-194.
6. Сагинов А.С. Проблемы разработки месторождений полезных ископаемых. Алматы, 1995. 185 с.

РЕЛЬЕФ КАК ФАКТОР ЭКОЛОГИЧЕСКОГО РИСКА НА УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

Волков В.А.

*Лаборатория экосистемных исследований МГОУ,
volkovkorolev@yandex.ru*

Рельеф и рельефообразующие процессы можно рассматривать как факторы экологической опасности, в той или иной степени определяющие уровень экологического риска на рассматриваемой территории.

Риск – вероятность наступления неблагоприятных событий и их последствий. Экологический риск – совокупность неблагоприятных событий, угрожающих здоровью, жизни людей и состоянию окружающей их природной среды.

Геоморфологический риск – вероятность наступления (активизации) нежелательного геоморфологического события и нанесения ущерба какому-либо хозяйственному объекту и населению рассматриваемой территории, связанного с теми или иными условиями рельефа [1].

Геоморфологический экологический риск – вероятность наступления нежелательных для населения и окружающей его среды геоморфологических событий и связанного с ними ущерба.

Исходя последнего определения, геоморфологический экологический риск повышается, как с ростом вероятности проявления деструктивных геоморфологических событий, так и при увеличении плотности населения, природных, производственных и социально значимых объектов, разрушение которых сопряжено с масштабным социально-экономическим и экологическим ущербом.

Расчёт и составление карт геоморфологических экологических рисков актуальны для разработки профилактических мер и для их учёта при планировании землепользования, включая строительство. В перспективе необходимо создать систему управления этими рисками, которую надо рассматривать как одну из подсистем многоуровневой, иерархической системы обеспечения экологической безопасности.

В связи с этим можно выделить следующие актуальные для геоморфологов задачи:

- систематизировать геоморфологические экологические риски на генетически-иерархической основе, построив масштабный ряд рельефообразующих процессов и типов рельефа;
- определить, какой из иерархических уровней международной системы экологической безопасности (или уровней власти) может и должен отвечать за потенциально опасные рельефоформирующие процессы соответствующего масштабного ряда, заказывать геоморфологам подобные исследования, организовывать их контроль и мониторинг, профилактику и ликвидацию последствий негативных событий, т. е. снижать уровень геоморфологических экологических рисков;
- сформулировать возможные направления комплексных тематических исследований и организационной деятельности по разработке способов выявления, прогнозирования и снижения степени таких рисков, а также вызываемого ими экологического ущерба.

Причиной антропогенных рельефообразующих процессов является хозяйственная деятельность человека, поэтому можно выявить спровоцировавший их хозяйствующий субъект и определить уровень власти, к компетенции которого относится управление такими рисками. Причиной же естественных рельефообразующих процессов являются природные силы и явления различного масштаба, поэтому значительно труднее выделить конкретный уровень власти, ответственный за снижение геоморфологических рисков, вызванных комплексом естественных факторов, и за профилактические меры по минимизации наносимого ими ущерба.

Чтобы понять, как можно снижать степень геоморфологических экологических рисков на каждом иерархическом уровне от глобального до объектового, рассмотрим иерархически-генетическую классификацию типов рельефа и формирующих их природных процессов.

Естественные формы рельефа, по генезису традиционно подразделяются на эндогенные и экзогенные, а в классификации И.П. Герасимова и Ю.А. Мещерякова сгруппированы в 3 основные единицы иерархически-генетического ряда: геотектуры, морфоструктуры и морфоскульптуры. Вместе с тем сами же эти исследователи отмечали, что весь масштабный ряд форм рельефа не исчерпывается этими 3 группами.

Ведущие геоморфологи МГУ [2] предложили: « выделить 6-7 порядков рельефа. Рассматривая их как серию, наложенных друг на друга гармоник, в геоморфологии можно было бы говорить о геоморфологических порядках рельефа (как о диапазонах): сантиметровом; дециметровом; метровом; 10-метровом; 100-метровом; километровом; 10-километровом. К последнему следовало бы отнести материки и океаны».

В литературе для отражения порядка рельефа чаще всего используют пятиступенчатую градацию: мегарельеф, макрорельеф, мезорельеф, микрорельеф и нанорельеф.

Рассмотрение характера и масштабов рельефоформирующих процессов, размеров соответствующих им генотипов форм рельефа позволили автору предложить выделять в иерархически-генетической классификации 7 уровней рельефа (табл. 1).

Интересно отметить, что в литературе иерархический ряд экосистем (1 – биосфера Земли; 2 – экосистема суши и экосистема океана; 3 – биогеографическая область; 4 – биом; 5 – ландшафт; 6 – биологический комплекс; 7 – биогеоценоз) и таксономические

единицы физико-географического районирования: (1 – биосфера суши и океана; 2 – зона, физико–географическая страна; 3 – сектор, провинция; 4 – район, область; 5 – ландшафт; 6 – местность; 7 – биотоп) тоже имеют по 7 иерархических уровней.

Административно-территориальным делением территории РФ предусмотрено 5 уровней власти: государственный (на территории страны), региональный (на территории субъектов федерации), 2 муниципальных (1-й – на территории районов и городских округов, а 2-й – на территории городских и сельских поселений); локальный (на территории объектов хозяйствующих субъектов). Если к ним добавить ещё 2 уровня: «глобальный» (на территории всей планеты) и «межгосударственный» (на территории частей света или континентов, как, например, Евросоюз), то получим 7 иерархических уровней управления разномасштабными проблемами, включая обеспечение экологической безопасности. По мнению автора, такой подход даст возможность логически обосновать и юридически закрепить распределение ответственности между всеми уровнями власти за управление рисками на подведомственных им территориях.

Процессами, определяющими формирование рельефа каждого из 7 иерархических уровней, соответственно являются:

1. Процессы космического или общепланетарного масштаба (например, дрейф континентов), формирующие мегарельеф (или геотектуры) 1 порядка.
2. Эндогенные процессы планетарного масштаба (например, тектоника плит, образование геосинклиналей), формирующие мегарельеф (или геотектуры) 2 порядка.
3. Глобальные эндогенные процессы (например, рифтогенез, образование горных систем), формирующие макрорельеф (морфоструктуры) 1 порядка.
4. Эндогенные процессы регионального масштаба (например, оледенение, горообразование, вулканическая деятельность, сейсмичность, компенсационные вертикальные тектонические движения), формирующие макрорельеф (морфоструктуры) 2 порядка.
5. Преимущественно экзогенные процессы, с участием техногенного воздействия человека, формирующие мезорельеф (морфоскульптуры 1 порядка).
6. Преимущественно экзогенные и антропогенные процессы, формирующие микрорельеф (морфоскульптуры 2 порядка).
7. Преимущественно биогенные и антропогенные процессы, формирующие нанорельеф (морфоскульптуры 3 порядка), см. таблицу 1.

В связи с вышеизложенным, автор предлагает провести комплексные исследования для научного обоснования, а затем и юридического закрепления следующего положения.

Каждый из 7 иерархических уровней власти: от глобального до локального (объектового) в рамках создаваемой государственной (или международной) системы экологической безопасности должен получить полномочия и средства, необходимые для осуществления геоэкологического обследования подведомственной ему территории с обязательным проведением детальных геоморфологических исследований, для организации мониторинга и контроля за опасными рельефоформирующими процессами соответственного иерархического уровня с целью прогнозирования и профилактики возможных последствий этих негативных процессов для населения и окружающей природной среды.

Таблица 1. Сопоставление геоморфологических порядков рельефа с масштабным рядом ландшафтов, экосистем и с иерархическим уровнем единиц административно-территориального деления

Иерархический масштабный ряд рельефа	Процессы, определяющие формирование рельефа	Характерные формы рельефа	Параметры форм рельефа		Иерархический уровень власти в системе административно-территориального деления (подведомственная ему территория)
			Высота (Н в м) Протяжённость (L в м)	Площадь (S в км ²)	
1. Мегарельеф 1 геотектуры 1 порядка	Процессы космического и планетарного масштаба (дрейф континентов)	Материки, океанические впадины	$H = 10^4$ $L = 10^7$	$S = 10^{10} \text{ км}^2$	Глобальный (вся территория планеты)
2. Мегарельеф 2 геотектуры 2 порядка	Эндогенные процессы планетарного масштаба (тектоника плит, образование геосинклиналей)	Горные сооружения складчатых поясов, платформы; система срединно-океанических хребтов	$H = 10^3$ $L = 10^6$	10^6 км^2	Международный (например, территория Евросоюза)
3. Макрорельеф 1 морфоструктуры 1 порядка	Глобальные эндогенные процессы (горообразование, рифтогенез)	Горные хребты, межгорные впадины и рифтовые котловины, водораздельные хребты	$H = 10^3$ $L = 10^5$	$S = 10^4 \text{ км}^2$	Государственный (территория страны)
4. Макрорельеф 2 морфоструктуры 2 порядка	Эндогенные процессы (вулканическая деятельность, сейсмичность, вертикальные компенсационные движения)	Отдельные горы, поднятия, понижения, возвышенности	$H = 10^2$ $L = 10^4$	$S = 10^2 \text{ км}^2$	Региональный (территория области)
5. Мезорельеф Морфоскульптура 1 порядка	Преимущественно экзогенные процессы с участием техногенного воздействия	Речные террасы, карстовые пещеры, оползни, ледниковые кары, барханы, дюны, береговые бары, овраги, дамбы	$H = 10^1$ $L = 10^2$	$S = 1 \text{ км}^2$ или 10^6 м^2	Муниципальный 1 (территория района или городского округа)
6. Микрорельеф Морфоскульптура 2 порядка	Процессы преимущественно экзогенные в сочетании с антропогенными	Карстовые воронки, промоины, окопы, валы, холмы.	$H = 10^{-1}$ метры $L = 10^1$ десяtkи м.	$S = 100 \text{ м}^2$	Муниципальный 2 (территория сельского или городского поселения)
7. Нанорельеф Морфоскульптура 3 порядка	Биогенные, антропогенные и экзогенные процессы	Кротовые кучки, бугры, кочки	$H = 10^{-2}$ сантиметры $L = 10^{-1}$ дециметры	$S = 1 \text{ м}^2$	Объектовый (территория объекта: предприятия, хозяйства, двора)

В рамках создаваемой международной системы экологической безопасности, каждый из 7 иерархических уровней власти (от глобального до объектового) должен обеспечивать контроль комплекса опасных рельефообразующих процессов, соответствующего масштаба, распространённых на подведомственной ему территории. С этой целью он должен получить официальные полномочия и средства, необходимые для организации и проведения работ по следующим направлениям:

- выполнение комплексного геоэкологического обследования территории с обязательным геоморфологическим картографированием и анализом;
- организация мониторинга и контроля опасных рельефообразующих процессов;
- прогнозирование, профилактика и ликвидация последствий этих негативных процессов для населения и окружающей природной среды.

Литература

1. Рельеф среды жизни человека (экологическая геоморфология). // Под ред. Лихачевой Э.А., Тимофеева Д.А. – М.: Медиа-Пресс, 2002.
2. *Ананьев Г.С., Симонов Ю.Г., Спиридонов А.И.* Динамическая геоморфология. – М.: Изд-во МГУ, 1992. – 448 с. ISBN 5-211-01618-1 dynam_geomor.pdf

ВЛИЯНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ МЕСТНОСТИ НА ПЛАНОВЫЙ РИСУНОК РЕЧНЫХ ДОЛИН ВОЛГОГРАДСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

Дедова И.С.

*Волгоградский государственный социально-педагогический университет,
itrofimova@yandex.ru*

Волгоградское Поволжье, несмотря на свое положение в зоне сухих степей, характеризуется обильной речной сетью. Это обусловлено развитием стока в условиях двух региональных базисов эрозии – Волги и Дона. Большинство рек Волгоградского Поволжья малые и средние (около 200). Плановый рисунок речных долин, их морфология обусловлены не только климатическими причинами, но и геологическим строением местности. Это неоднократно подчеркивалось в трудах различных исследователей нашего края: А.П. Павловым (1896), Н.С. Шатский (1922), С.К. Горелов (1957), А.В. Цыганков (1967), В.А. Брылев (2006) и др. [4]. Исследования последних лет (Брылев В.А., Трофимова (Дедова) И.С., 2008; Трофимова (Дедова) И.С., 2008, Тимофеев Д.А., 2010) [1; 4; 3] позволяют по-новому интерпретировать геолого-геоморфологический фактор в развитии и строении речных долин. В Волгоградском Поволжье влияние геолого-геоморфологического строения территории выражается в следующих проявлениях и аномалиях.

1. Формирование долинных излучин на крупных и средних реках и их иерархичность. Последняя обусловлена литолого-структурными особенностями и историей развития самой реки. Например, нами были выделены долинные излучины трех соподчинений на Дону (табл. 1). «Большая излучина» охватывает территорию Восточно-

Донской гряды и включает три излучины II порядка: Кременскую (в окрестностях ст. Кременской) или «Среднюю», Сиротинско-Трехостровскую (от ст. Сиротинская до ст. Трехостровская) или «Малую» и Калачевскую. В их пределах также выделяются долинны излучины, но уже III порядка. Так, в пределах Кременской излучины существуют две излучины – Саушинская (западная меандра) и Верховская (восточная меандра), обусловленные одноименными тектоническими поднятиями, разделенными седловиной, а Сиротинско-Трехостровской – одна, обусловленная Хлебновской структурой. Кроме Хлебновского поднятия, в развитии Сиротинско-Трехостровской излучины принимает участие и Кисляковская структура.

Таблица 1. **Морфометрические характеристики Донских излучин**

Порядок	Название	Длина русла реки, км	Шаг, км	Радиус, км
I	«Большая» или Донская	232	115,2	56
II	Кременская	80	48	32
	Сиротинско-Трехостровская	56	42,5	37
	Калачевская	40	19,2	8
III	Саушинская	20	15	6
	Верховская	22	16	5,6
	Хлебновская	36	15,6	10

Подобные примеры характерны и для р. Волги. На севере Волгоградской области расположена Щербаковская излучина, обусловленная одноименной структурой, выделенной в теле Приволжской моноклинали, а в районе г. Волгограда развита коленообразная Волгоградская излучина, вершиной повернутая на юго-запад. Её развитие связано не только с опусканием Прикаспийской впадины [3], но и с давлением Аравийского геократона с юго-запада на северо-восток.

2. Спрямление участков рек. Наиболее протяженным спрямленным участком обладает р. Волга. Предбортовой тектонический уступ обусловил прямолинейность русла Волги в пределах южной части Саратовской и на большей части Волгоградской области. Здесь её долина отличается следующим строением: правый берег, высоты которого достигают отметок +250...+300 м на севере области, соответствует Приволжской возвышенности (моноклинали), с которой сопряжены рассмотренная выше Щербаковская излучина, а левый – Прикаспийской впадине с абсолютными отметками поверхности 0...+10 м. Подобная амплитуда высот связана с опусканием Прикаспия в течение неоген-четвертичного времени и компенсационным поднятием волжского правобережья. Признаками подобных разноплановых движений являются многочисленные разломы, развитые в пределах Приволжской моноклинали и Прикаспийской впадины. Наиболее значительными из них являются Щербаковский сброс, Камышинский сброс, Балыклейский грабен, Александровский грабен, Волгоградский сброс, амплитуда которых составляет 30...200 м. Наиболее интересным из них является Балыклейский грабен, по днищу которого заложена долина р. Балыклейки. Она также является примером долины-грабена. Верховьями р. Балыклейки служат залесенные лощины, спускающиеся с региональной поверхности выравнивания раннего миоцена. После вскрытия сеноманского водоносного горизонта постоянный водоток формируется на абсолютной высоте + 150 м, и, огибая массив мело-мергельных пород, меняет направление своего течения с юго-восточного на южное. Оценка планового рисунка долины реки позволяет увидеть две её

особенности: прямоугольные изломы русла в верхнем и среднем течении и здесь же левостороннюю асимметрию. В устьевой части тектоническая асимметрия долины выражена правым склоном, который имеет горстовую природу и выполнен терригенно-карбонатным сызранско-камышинским комплексом осадков палеоцена, перекрытых эоценом.

3. Формирование аномальных изгибов и поворотов русла, четковидного строения долин, геологической асимметрии берегов. Подобная картина наиболее типична для малых и средних рек. Нами были обследованы по данному факту долины малых степных рек правобережья р. Дон. Было установлено, что большинство из долин малых рек этого района – структурные, могут быть отнесены к типу субсеквентных моноклинальных, т.к. заложены по простиранию пластов. Это р. Камышинка, Тележенка, Зимовская, Сухая, Голубая, Сухая Перекопка, Венцы [6]. Правосторонняя асимметрия, размыв пород юры и мела, формирование водотока на абсолютной высоте + 95...+ 100 м, наличие 2-х надпойменных эрозионных террас – отличительная особенность этих долин. Явление асимметрии здесь имеет не климатическую, а геологическую природу, т.к. правый берег, как правило, сложен более устойчивыми породами. При огибании крыльев локальных структур (например, Верховской) формируются серповидные изгибы русла, что характерно для р. Сухая Перекопка.

Четковидное строение характерно для долины р. Медведица [2]. Оно представлено чередованием суженных и расширенных участков. Так, в районе г. Жирновска, река пересекает свод Жирновско-Бахметьевской антиклинали, долина узкая. Ширина её в этом месте составляет 500 м. Склоны её сложены прочными на размыв породами – известняками карбона, глинами, песчаниками и песками верхней юры. Ниже по течению долина расширяется, достигая максимальной ширины 15-20 км между г. Михайловка и ст. Сергиевской. Здесь выходят верхнемеловые породы – пески, песчаники, мел, на которых залегают аллювиальные наносы неогена. Геологический фактор также обусловил асимметрию берегов. – у п. Красный Яр высокий берег правый, а у с. Глинище ниже по течению крутым становится левый берег. Еще пример четковидного строения долины – р. Арчеда. В районе г. Фролово она пересекает свод Арчединской тектонической вершины. Здесь на поверхность выходят известняки, алевролиты и кремни среднего-верхнего карбона [9]. Врезаясь в них, русло реки сильно меандрирует, порой сильно сужается, берега приобретают обрывистый характер. Чередование суженных и расширенных участков придает пойме и долине четковидное строение. Дренаж воды при прохождении трещиноватых известняков Арчединской структуры обусловил чередование участков пересыхающего и полноводного русла.

Литература

1. *Брылев, В.А.* Формирование рельефа больших коренных излучин Волго-Донского водораздела (в пределах Волгоградской области) / В.А. Брылев, И.С. Трофимова (Дедова) // Геоморфология, № 3, 2008. С. 77-86.
2. *Природные условия и ресурсы Волгоградской области: моногр. / под ред. В.А. Брылева.* – Волгоград: Перемена, 1995. 264 с.
3. *Тимофеев, Д.А.* Долинные излучины и их происхождение/Размышления о фундаментальных проблемах геоморфологии: избранные труды // гл. ред. акад. В.М. Котляков.- М.: Медиа-ПРЕСС, 2010. С.496-504.

4. Трофимова (Дедова), И.С. Формирование больших коренных излучин Волги и Дона (на примере Волгоградской области): автореф. дисс. канд. геогр. Наук. М.: ИГРАН, 2008. 22 с.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ И РИСКИ ТЕРРИТОРИИ ВОЛГОГРАДА

Дьяченко Н.П.

*Волгоградский государственный социально-педагогический университет,
ms.npdyachenko@mail.ru*

Проблемы геоморфологической безопасности обусловлены необходимостью создания условий для уверенного, безрискового и бесконфликтного природопользования с учетом всех возможных природных геоморфологических опасностей, а также опасностей, вызванных антропогенным воздействием. Геоморфологическая безопасность предполагает сведение геоморфологических рисков к минимально приемлемым для конкретного вида природопользования [1].

В классификации природных рисков выделяется особая группа рисков, обусловленных действием опасных геолого-геоморфологических процессов и вызывающих нежелательные для хозяйственной деятельности изменения рельефа территорий. Геоморфологические риски представляют собой нарушение динамического равновесия геоморфологической системы или отдельных ее частей, которое проявляется интенсивными кратковременными разномасштабными процессами изменения рельефа земной поверхности, имеющими опасный или катастрофический характер для человека, его жизнедеятельности и функционирования хозяйственных систем. Резкое усиление природных процессов и явлений с неблагоприятными для окружающей природной среды эффектами, существенно предопределенное деятельностью людей, следует определить как антропогенно-геоморфологический риск [4].

При определении степени риска важно установить характер и уровень проявления опасных явлений, нарушающих устойчивость природной среды. Предлагаются следующие критерии оценки рисков: вероятность или возможность возникновения неблагоприятного процесса или явления; повторяемость (частота); активность, интенсивность или категория процесса; среднее многолетнее значение параметра явления; доля негативного компонента от общего или усредненного показателя; интегрированная оценка риска по совокупности параметров [5].

Расположение г.Волгограда в пределах аккумулятивно-денудационной южной части Приволжской возвышенности и Сарпинской эрозионно-морской низменности обусловило сложность инженерно-геологических условий, повлияло на специфику планировочных решений в организации городской территории, предопределило особенности ведения строительных работ и эксплуатации сооружений и коммуникаций. Специалисты выделяют на территории города более 40 инженерно-геологических элементов, 25 водоносных горизонтов, в том числе 8 техногенных; отмечают распространение специфических набухающих, просадочных, слабых, засоленных и насыпных грунтов. Остро стоит проблема подтопления застроенных участков и

вызванных им процессов засоления и изменения свойств грунтов, в частности проблема устойчивости возведенных ранее зданий на набухающих грунтах, но без учета возможной усадки при уменьшении их влажности [6].

Многообразие градостроительной деятельности на урбанизированной территории привело в свою очередь к существенным преобразованиям естественного рельефа техногенными и природно-техногенными геодинамическими процессами, к изменению эколого-геоморфологического состояния данной территории и к возникновению определенных антропогенно-геоморфологических рисков природопользования. В отношении возникновения чрезвычайных ситуаций местного, локального и регионального уровней в Волгограде наибольшую опасность в группе реальных и потенциальных геоморфологических опасностей и рисков представляют овражная эрозия и оползни.

На территории города наиболее преобразованными техноморфогенезом являются районы, приуроченные к хвалынской абразионной террасе и включающие промышленную и прилегающую к ней с плотностью 80% и выше селитебную застройку к северу от балки Отрада. Максимальные отметки рельефа не превышают +30+50м, уклоны не более 2-3°. Коэффициент эрозионной расчлененности овражно-балочной сети Царицы составляет 1,2 км/км² с глубиной вреза 30м, Ельшанки 1,4 км/км² с глубиной вреза 28м, Сухой Мечетки 1,0 км/км² с глубиной вреза 17м. К югу от балки Отрада на хвалынской аккумулятивной террасе, Бекетовской низине и Сарпинской ложбине с отметками рельефа менее +20м и уклонами 1-2° эрозионная расчлененность составляет 0,6 км/км² [2]. Для этих южных районов города отмечена активизация заболачивания и засоления территории. Риски антропогенной активизации эрозионных процессов остаются на высоком уровне, поскольку территория Волгограда в целом на 48% поражена овражной эрозией, интенсивность роста достигает 8 м/год. Ежегодное отступление бровки правого берега Волги в черте Волгограда составляет в среднем 0,3-0,5 м, достигая в отдельные годы 2,5 м при протяженности размываемого берега около 30 км [3]. Нивелирование и асфальтирование поверхности, снижение уклонов, создание дамб, насыпей, ликвидация значительной части овражно-балочной сети изменили поверхностный сток, повысили уровень грунтовых вод, привели к прогрессирующему подтоплению и заболачиванию свыше 400 участков на площади порядка нескольких десятков км² со скоростью от 0,15 до 1,3 м/год и более. Риски техногенной активизации оползневых процессов сохраняются в отношении почти 20 оползней из 110 существовавших прежде на 10 оползневых участках и развивающихся преимущественно в хвалынских отложениях. Наиболее крупными и опасными, угрожающими жилой застройке, остаются оползни №6 в районе Волгоградского речного порта, №17 в районе Горной Поляны, №107 и 108 в бортах Царицы. Начинается реализация проекта по укреплению трехкилометрового участка береговой линии в центральной части Волгограда, который предусматривает реконструкцию существующих противооползневых сооружений и возведение новых упорных стенок, что позволит укрепить береговые откосы многослойной конструкцией вплоть до специальных металлических якорей, которые будут удерживать подпорные стенки.

Современная застройка многоэтажными зданиями плотностью около 60% приурочена к склону Приволжской возвышенности и частично к водораздельному плато с отметками высот от +40+50м до +110+120м. Уклоны изменяются от 2-3° до 15-20°. Эрозионная расчлененность за период хозяйственного освоения уменьшилась в среднем в

2 раза за счет замыва и засыпки естественных дренажей, но общая протяженность овражно-балочной сети составляет в целом по городу 120 км. Склоны террасированы, территории спланированы под застройку. Направленность и интенсивность рельефообразующих процессов изменяется также в результате создания искусственных водотоков и водоемов. Существуют риски вторичных подвижек, находящихся в стадии относительного покоя, и образования новых оползней на правом склоне Царицы, Мокрой Мечетки, Отрады, оврагов Проломного, Букатинского, Дедушенковского, Вишневой балки. В районах распространения четвертичных и палеогеновых глин высоки риски объемных деформаций пород под действием набухания и усадки грунтов. С олигоценными глинами майкопской серии связаны деформации и, как следствие, аварийное состояние 56 зданий и сооружений в результате набухания и 7 – под влиянием сезонных набухающе-усадочных деформаций пород. Набухание менее распространенных эоценовых мечеткинских глин явилось причиной деформаций 11 зданий [3].

На водораздельном плато и частично в склоновой части Приволжской возвышенности преобладают слабо застроенные и незастроенные территории. Плотность индивидуальной застройки составляет 40% и ниже. Отметки высот +120+152м, уклоны незначительные, глубина вреза менее 10 м [2]. Для частного сектора характерны неумеренный полив, неуправляемый сброс ливневых вод, прорывы водонесущих коммуникаций, что приводит к подтоплению, активизации овражной эрозии и оползней, связанных с майкопскими глинами. Приводораздельные овраги образуются вдоль улиц с частными домовладениями в случае, если они спускаются по склонам и террасам к растущему оврагу. Антропогенно-геоморфологические риски обусловлены складированием отходов, которыми заполняются специально выделенные 17 площадок: полигонов хозяйственно-бытовых и промышленных отходов, золоотвалов, шламонакопителей, эксплуатация которых не отвечает экологическим требованиям. Фильтрат проникает на значительную глубину, увеличиваются ареалы загрязнения. Рельеф местности используется для многочисленных несанкционированных свалок, что дополнительно дестабилизирует обстановку. Во многих отработанных карьерных выемках по добыче песчаного материала в районе Разгуляевки, Латошинки, ул. Еременко и других произошло затопление карьеров, потенциальную опасность представляет дефляция открытых разработок и котлованов.

Таким образом, изменение морфометрических показателей рельефа, качественного состава и мощности техногенных отложений, активизация неблагоприятных экзогенных процессов приводит к морфодинамической и экологической напряженности, разумное преодоление которой обеспечит геоморфологическую безопасность природопользования на урбанизированных территориях.

Литература

1. *Болысов С.И., Бредихин А.В., Еременко Е.А.* Основы концепции геоморфологической безопасности// XXXIV Пленум Геоморфологической комиссии РАН «Экзогенные рельефообразующие процессы: результаты исследований в России и странах СНГ», г. Волгоград. 2014. С. 19-26.
2. *Дьяченко Н.П.* Эколого-геоморфологическое состояние территории Волгоградской агломерации //Сб. докл. и крат. сообщ. науч. совещ. Двадцатое пленарное

межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых, устьевых процессов. – Ульяновск, 2005. С.159-160

3. Инженерная геология и геоэкология Волгограда/ В.Н.Синяков, С.В.Кузнецова, С.В.Честнов, С.И.Махова, А.П. Долганов. Волгоград: ВолгГАСУ, 2007, 126 с.

4. Лихачева Э.А., Тимофеев Д.А. Экологическая геоморфология: Словарь-справочник. М.: Медиа-ПРЕСС, 2004. с.154-155

5. Петрова И.Ф. Принципы создания ГИС геоморфологических опасностей и рисков// XXXIV Пленум Геоморфологической комиссии РАН «Экзогенные рельефообразующие процессы: результаты исследований в России и странах СНГ», г. Волгоград, Волгоградский государственный социально-педагогический университет, 7-9 октября 2014 г. Электронное издание.

6. Самусь Н.А., Игнатенко О.Н., Самусь А.Н. Инженерная геология Волгоградской агломерации (Практический опыт): монография. – М.: ООО «Геомаркетинг», 2010. 304 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СИСТЕМНО-МОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ОСНОВЫ ПРИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ СТРОИТЕЛЬСТВА И ОБУСТРОЙСТВА ОБЪЕКТОВ НЕФТЕ- И ГАЗОДОБЫВАЮЩЕЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ НА РОССИЙСКОМ СЕВЕРЕ

Жиров А.И., Калыгин М.Н.

*Санкт-Петербургский государственный университет,
geomorphSPbGU@yandex.ru*

Научно-методическое обеспечение проектирования, строительства, а также обустройства и эксплуатации буровых и трубопроводных систем относится к недостаточно разработанным с научных позиций вопросам инженерной геоморфологии, несмотря на большой вклад в решение данного вопроса такими исследователями, как Ю.Г. Симонов, Д.А. Тимофеев, В.И. Кружалин, Э.А. Лихачева и др.

Факт удивительный, ведь именно с рельефом земной поверхности тесно связаны особенности строительства многих объектов и безаварийность их функционирования, о чем писали еще в 1936-37 гг. в своих статьях «Значение геоморфологии при инженерно-геологических исследованиях» З. А. Макеев и Б. П. Михеев в журнале «Разведка недр», а в 50-х годах Н.С. Дюрнбаум, А.И. Знаменский, А.М. Жданов, С.С. Воскресенский, Т.В. Звонкова, Ю.Г. Симонов и др.

Тундровые и таежные территории Севера Российской Федерации характеризуются достаточно сложными природными условиями; именно здесь приобретают особую актуальность инженерно-геоморфологические и инженерно-экологические исследования для обеспечения безопасности строительства и эксплуатации буровых и трубопроводов, в том числе, на основе дополнительной информации о рельефе. Наряду с традиционными задачами определения происхождения, возраста, истории развития и современной динамики рельефа, требуют решения качественно новые задачи, для которых необходимо создавать информационно-методическое обеспечение в кратчайшие сроки. Строительство

и обустройство многочисленных объектов нефте- и газодобывающей промышленности на Российском Севере требует на предпроектной и проектной стадиях проведения инженерно-геологических и инженерно-экологических изысканий и картирования с построением карт интенсивности протекания в настоящем и прогноза развития в будущем опасных геологических процессов и так называемых карт геоморфологического риска и других. Единая методика создания подобных карт фактически отсутствует, несмотря на все старания сотрудников лаборатории геоморфологии Института географии РАН [3, 5, 8 и др.]. Не только карты опасных геологических процессов и геоморфологического риска, но и исходные геоморфологические карты, карты четвертичных отложений, инженерно-геологические, а так же ландшафтные, созданные разными проектными и изыскательскими организациями, сильно отличаются друг от друга по своему содержанию и принципам построения. При изучении территорий, труднодоступных и сложных по своему геоморфологическому строению, создание инженерно-геоморфологических и инженерно-экологических карт по существующим традиционным методикам сильно затруднено.

Целью длительных исследований сотрудников кафедры геоморфологии СПбГУ являлась разработка и апробация методики инженерно-геоморфологических и инженерно-экологических исследований на системно-морфологической основе для целей строительства и обустройства объектов нефте- и газодобывающей промышленности на Российском Севере [4]. Применение морфодинамического подхода и использование системно-морфологической основы для создания подобных карт позволяет построить их фактически для любой территории, сделать сравнимыми и сопоставимыми, что актуально в плане как методического обеспечения прикладных инженерно-геоморфологических исследований, так и получения практических результатов при геолого-геоморфологической оценке вероятности возникновения аварийных ситуаций. Важно было выявить не только преимущества, особенности и область возможного применения предлагаемой методики, но и вероятные ограничения её использования, что уже позволял накопленный опыт.

Объектом исследования являлись, в первую очередь, таежные и тундровые территории в пределах Российского Севера, предназначенные для строительства и эксплуатации объектов нефте- и газодобывающей промышленности.

Интегральная многофакторная инженерно-геоморфологическая и инженерно-экологическая оценка условий строительства объектов нефте- и газодобывающей промышленности, о которой писал Ю.Г. Симонов [6, 7], вполне сочетается с использованием системно-морфологической основы, создаваемой по методике А. Н. Ласточкина, применима при анализе их возможного размещения и обосновании мероприятий инженерной защиты от опасных геолого-геоморфологических процессов. Морфодинамический подход, разработанный А. Н. Ласточкиным [2 и др.], применительно к инженерной геоморфологии предполагает последовательное изучение сначала морфологии рельефа, а уже затем – его динамики; он весьма схож с «инженерной морфодинамикой» Э.Г. Палиенко.

Проведение инженерно-геоморфологических исследований на предпроектной и проектной стадиях строительства объектов нефте- и газодобывающей промышленности позволяет оптимизировать инженерные изыскания для строительства, сократить расходы на дорогостоящие полевые работы, позволяя более точно производить бурение на

предварительно выделенных репрезентативных площадных элементах рельефа. Это полностью соответствует требованиям строительных норм и правил и выполнимо на уровне современных методологических и методических представлений геоморфологической науки в рамках морфодинамического подхода.

Природные особенности исследуемых территорий и, в частности, их литогенной основы в значительной мере определяют условия строительства объектов нефте- и газодобывающей промышленности и обуславливают многофакторность инженерно-геоморфологической и инженерно-экологической оценки территории, т.е. учет геоморфологических, литологических, инженерно-геологических (в первую очередь, мерзлотных), гидрологических, геоботанических (наличие и степень развития растительного покрова) условий каждого геотопа (местоположения, площадного элемента рельефа). Применение изначально системно-морфологического подхода позволяет сопоставлять карты геокомпонентов и полей показателей и осуществлять суммацию и комплексирование частных оценок.

Эффективность применения данной методики зависит от целого ряда факторов, к важнейшим из которых относятся: вертикальная и горизонтальная расчлененность рельефа территории, ландшафтное разнообразие и детальность исходных данных о рельефе местности. Большие значения расчлененности, разнообразия и детальности повышают показатели эффективности использования методики.

Применение методики показало, что наилучшие результаты (наиболее целесообразно, эффективно) дает применение системно-морфологической основы в более южных таежных районах с достаточной расчлененностью рельефа и разнообразием природных условий. Наряду с использованием таких традиционных геоморфологических показателей, как относительная высота, уклон (крутизна) и вертикальная кривизна склонов, не следует пренебрегать и горизонтальной кривизной – исследования показали, что в пределах Баганского участка площадью 32,72 км², доля вогнутых в плане склонов составляет 5% (1,51 км²), а их горизонтальная кривизна достигает порой 2,44, что приводит к увеличению линейной плотности нисходящих потоков по и под земной поверхностью в 3,46 раза. Это приводит к значительному увеличению риска активизации опасных склоновых геологических процессов, что должно учитываться при его оценке и прогнозе.

В более северных, тундровых, районах применение методики затруднено в связи со слабой расчлененностью и однообразием природных условий, особенно в прибрежной зоне, а также недостаточной детальностью исходных данных о рельефе, что затрудняет выделение линейных и площадных элементов рельефа. Исключение составляют возвышенные и расчлененные участки более древних морских террас. Но и при низких значениях расчлененности и разнообразия данная методика применима: необходимо лишь повысить детальность исходных гипсометрических (батиметрических) данных (например, за счет детальной профильной нивелировки и укрупнения масштаба картирования) и привлечь дополнительные данные (например, МДС, космические снимки высокой степени разрешения).

Затруднения в выделении элементарных поверхностей в данном случае имеют не только объективный характер, но и чисто субъективный: при наличии данных геодезических съемок вдоль трассы, с точностью определения высот до 1 см, а также

детально закартированных в масштабе 1:500 участков с сечением горизонталей 0,5 м определение и фиксация на карте элементарных поверхностей вполне реальны.

При незначительном вертикальном расчленении рельефа, как, например, в пределах тундровых прибрежных участков полуострова Ямал, более показательной становится не вертикальная, а горизонтальная кривизна земной поверхности, что обуславливает необходимость обязательного проведения морфоизограф. При перепадах высот в пределах 10 м, относительной высоте склонов максимум в 3-5 м, их форма в плане играет особую роль, определяя значительное повышение вероятности развития термоэрозии.

Даже просто выявление структурных линий дает значительные преимущества в оценке риска возникновения опасных геологических процессов и возможной аварийности: в частности, в пределах тундрового Тамбейского участка площадью 44,18 км², протяженность выпуклых перегибов рельефа составляет 146,52 км, а удельная аварийность на них достигает 2,1 (количество прорывов на км трубопровода в год) [1]. В пределах Южно-Баганского участка с меньшей площадью (32,72 км²), протяженность подобных линий достигает уже 209,62 км.

Инженерно-геоморфологические условия исследуемых территорий оцениваются, преимущественно, как простые и средней сложности в пределах Баганского участка (Республики Коми), сложные на Тамбейской площади Ямало-ненецкого автономного округа и как средние и сложные на Варандейском участке Архангельской области.

Следует признать, что объективно повысить значение инженерной геоморфологии при проведении инженерно-геологических и инженерно-экологических изысканий для строительства можно лишь максимально используя все возможности, предоставляемые, недооцененным на настоящее время, «пропущенным, но важнейшим», говоря словами Ю.Г. Симонова и В.И. Кружалина [7], морфодинамическим или системно-морфологическим подходом.

Литература

1. Арманд А. Д. Рукотворные катастрофы // Изв. РАН Сер. Геогр. 1993. №5. С. 32-39.
2. Ласточкин А.Н. Общая теория геосистем. СПб., 2011, 970 с.
3. Лихачева Э.А., Тимофеев Д.А. Экологическая геоморфология: словарь-справочник. М., 2004. 240 с.
4. Прикладная геоморфология на основе общей теории геосистем. СПб., 2008, 392 с.
5. Рельеф среды жизни человека (в 2-х томах) / Под. Ред. Д.А. Тимофеева, Э.А. Лихачевой. М.: Институт географии РАН, 2002, 640 с.
6. Симонов Ю.Г. Избранные труды. М., 2008, 384 с.
7. Симонов Ю. Г., Кружалин В. И. Инженерная геоморфология. М., 1993, 208 с.
8. Тимофеев Д.А. Размышления о фундаментальных проблемах геоморфологии. М., 2011, 527 с.

АНАЛИЗ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ РИСК-ФАКТОРОВ КАК ОСНОВА ГРАДОСТРОИТЕЛЬНОЙ БЕЗОПАСНОСТИ РОССИИ

Кивва К.В.

Центральный научно-исследовательский и проектный институт Минстроя России

Проблема градостроительной безопасности является сложной комплексной проблемой и одной «из составляющих **национальной безопасности** нашего государства. Эта проблема лежит в сфере взаимодействия цивилизации и культуры» [1, стр. 4,5]. «Безопасность – это не отсутствие опасности, а защита от неё, таким образом, предмет градостроительной безопасности включает защиту населения, а также зданий, сооружений и природных объектов от неблагоприятных природных и техногенных воздействий. Задача градостроительной безопасности, заключается, прежде всего, в формировании **благоприятной среды жизнедеятельности людей** [2, стр. 6]» (выделено нами), а в заданном контексте рассмотрения – безопасной и комфортной среды.

В основу данного исследования положены результаты анализа градостроительных рисков, выявленных в процессе подготовки природно-экологических разделов Схем территориального планирования (далее – «Схемы» или СТП) субъектов Российской Федерации, а также десятков СТП муниципальных районов и сельских поселений, выполненных ЦНИИП градостроительства Российской академии архитектуры и строительных наук в последние годы. При этом, на данном этапе исследований, выделены, по мере убывания степени изученности и обеспеченности информацией, четыре группы градостроительных рисков [3]:

1. Экологические, включая градоэкологические;
2. Природные, природно-ресурсные и биосферные риски;
3. Санитарно-эпидемиологические и
4. Риски планирования и управления.

При подготовке природно-экологических разделов Схем анализируется практически вся доступная информация о рельефе территорий, которая визуализируется на соответствующих ГИС-схемах [4, табл. 1]. Анализ рельефа с использованием векторизованных картографических основ совместно с другими картографическими и фондовыми материалами, в том числе – полученными из космоса, а также аэровизуальные и эпизодические полевые обследования территорий позволяют в значительной мере восполнить имеющиеся пробелы в информационном обеспечении работ по проектам СТП.

Анализ геоморфологических факторов имеет решающее значение при разработке градостроительных ограничений, так как большая часть из них обусловлена наличием и проявлением опасных экзогенных процессов: обвалов, селей, лавин, карста, суффозионных и просадочных процессов. На ГИС-схемах ограничений в пределах речных долин выделяются участки русел с высокими темпами эрозионных процессов (боковая эрозия), а также склоны крутизной более 15° в пределах горных и предгорных территорий. Однако, не все рельефообразующие процессы, или зоны их потенциальной активизации, могут быть отнесены к категории **риск-факторов**, а только те из них, с которыми связаны угрозы жизни или здоровью населения, значительные ущербы объектам инфраструктуры или элементам социально-экологической (жизненной среды). При этом следует отметить, что наибольшие ущербы обусловлены отсутствием оценки

совокупного воздействия ряда факторов, например, геоморфологических и рисков планирования и управления.

К сожалению, следует отметить, что Схемы, как и выводы всех без исключения экспертиз, носят рекомендательный характер и далеко не всегда принимаются во внимание при проектировании и сооружении реальных объектов и элементов инфраструктуры.

Как показал анализ катастроф природного и природно-антропогенного генезиса последних лет имеется ряд факторов отличающихся длительными характерными временами, которые выпадают из рассмотрения на предпроектном уровне исследований. Частично это можно объяснить сжатыми сроками подготовки Схем, недостаточным уровнем квалификации исполнителей, а также – отсутствием возможностей для привлечения широкого круга различных высококвалифицированных специалистов из ещё имеющих научных учреждений страны.

В отличие от техногенных рисков с летальными исходами и очевидными ущербами здоровью людей, при оценке природных, в том числе и геоморфологических рисков, большее значение имеет возможное снижение качества социально-экологической (жизненной) среды. Оценка *комфортности жизненной среды*, и её сохранение для большей части поселений, включая крупные города и мегаполисы, в последние годы, является такой же, если не более приоритетной задачей, чем обеспечение собственно градостроительной безопасности.

Крупной трагедией последних лет является наводнение в г. Крымске, унёсшее жизни десятков жителей. При прохождении паводков на малых реках северо-западного склона Большого Кавказа в пределах Краснодарского края, в отдельные и не всегда многоводные годы, отмечается особенность, связанная с поступлением в русло значительных объёмов обломочного материала с бортов долин и притоков. Образовавшиеся запруды из неконсолидированного материала и упавших деревьев задерживают прохождение паводка на несколько часов. При прорыве запруд вал увеличивается в высоту до 1,5-2 м, заполняет долину и движется вниз с большой скоростью. Спускные механизмы обычно связывают с экстремальным переувлажнением склонов, микросейсмами и антропогенной деятельностью. Однако основным фактором является количество и устойчивость рыхлых отложений на склонах бортов долины и её притоков. Для защиты г. Крымска от паводков, в качестве превентивных мер, сооружается система противопаводковых инженерных сооружений. Мониторинг мощности рыхлых отложений на склонах долины, их «запасы» и состояние нами рассматриваются также в качестве фактора снижающего риски опасных для населения процессов.

Риски, обусловленные геодинамическими процессами, существенно повышаются в случае градостроительного освоения территорий расположенных в пределах опускающихся блоков морских побережий, а также – при освоении под гидротехническое строительство речных долин, сформированных в пределах активных блокоразделов. Одной из таких территорий является интенсивно освоенная в результате формирования прибрежного кластера олимпиады в Сочи Имеретинская низменность. Ограниченные сроки строительства олимпийских объектов не позволили в полной мере учесть результаты изысканий, подтверждающие относительно высокие темпы опускания побережья в пределах низменности и соответственно более высокие темпы повышения

уровня моря и подтопления территории. К сожалению, меры, предложенные строителями для нейтрализации отрицательных явлений, нельзя считать адекватными, поскольку в результате их реализации темпы опускания территории и связанные с ними негативные процессы (подтопление и заболачивание, разрушение берегов и берегозащитных сооружений) только усилятся.

Более четверти века в среднем течении р. Катунь, Республика Алтай, проводятся изыскания и подготовительные работы, обосновывающие сооружение одноимённой ГЭС. Все эти годы в основе противостояния сторонников и противников сооружения были достаточно аргументированные высокие экологические риски, прежде всего для многих тысяч жителей, проживающих в долинах Катунь и Оби. При анализе, в рамках природно-экологического раздела СТП Республики Алтай, ГИС-схемы «Геодинамические условия» [5] было установлено, что участок предполагаемого сооружения плотины ГЭС находится в зоне активного блокораздела, это заключение нами было рассмотрено в качестве ещё одного аргумента исключающего сооружение ГЭС в данном створе.

В результате подготовки ГИС-схем градостроительных ограничений СТП обычно выделяются территории речных долин подверженные паводкам 1% и 5% обеспеченности. Эти территории в геоморфологическом отношении соответствуют высокой и низкой поймам рек. Границы низких пойм уверенно выделяются по картам 1:25000 и более крупных масштабов. Однако выделение границ высоких пойм часто требуют дополнительных исследований, что далеко не всегда удаётся сделать из-за ограниченных сроков выполнения проектов. Безопасное градостроительное освоение высоких пойм возможно в двух случаях: а) с учётом возможного, и не обязательно «раз в 100 лет», затопления этих территорий и б) при уверенном зарегулировании стока системой гидротехнических сооружений с целью предотвращения катастроф при экстремальных значениях паводков в многоводные годы.

В Приамурье, для защиты от паводков, в конце прошлого века фактически были реализованы оба подхода: население, преимущественно коренных малочисленных народов Севера, было переселено на более высокие гипсометрические уровни рельефа, и сформирована система водохранилищ, наиболее крупные из которых Буреинское и Зейское. К сожалению, к приходу большой воды в 2013 году оба водохранилища были заполнены в маловодные годы с целью гарантированного получения необходимого количества электроэнергии, а часть плотин малых водохранилищ была разрушена паводком.

Оценка состояния значимых для обеспечения безопасности территорий природо-хозяйственных объектов (плотин, водохранилищ, дамб) и их возвращение в систему государственного управления и регулирования является фактором снижения градостроительных рисков, а для водосборных бассейнов горных и предгорных территорий таким элементом является оценка и мониторинг состояния рыхлых отложений (анализ мощности и устойчивости) на склонах различной крутизны.

Литература

1. Кудрявцев А.П., Травуш В.И., Бондаренко В.М., Давиденко П.Н. Архитектурно-градостроительная безопасность устойчивого развития. Издательство Известия. 2011, 56 с.

2. Оленьков В.Д. Градостроительная безопасность. М. Издательство ЛКИ, 2007. 104 с.
3. Кивва К.В. Оценка рисков как основа управления градостроительным развитием. XII Международная конференция «Государственное управление: Российская Федерация в современном мире». Материалы секции «Проблемы урбанизации: практика, приоритеты, ГТ модели, управленческие сценарии» 30-31 мая. М.: 2014, [Электронный ресурс] – 1 электрон. опт. диск. (DVD-ROM), ISBN 978-5-9904587-6-5.
4. Кивва К.В. Анализ рельефа в схемах территориального планирования// Труды: «Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты». МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Российский фонд фундаментальных исследований. М.: 2010. С. 114-116.
5. Кивва К.В., Пантелеев Л.С., Симонова Т.Ю. Оценка геодинамических условий в схемах территориального планирования (на примере Горного Алтая)// Труды: «Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты». МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет/, Российский фонд фундаментальных исследований. М.: 2010. С. 203-206.

РУССКАЯ ЦИВИЛИЗАЦИЯ: ГЕОРИСКИ ПРИ ОСВОЕНИИ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Кичигин А.Н.¹, Борсук О.А.²

¹Вологодский Государственный Технический университет.

²Государственный университет им. М.В.Ломоносова
alekskichikin@mail.ru, borsuko39@gmail.com

«История России – есть история страны, которая колонизируется».
Ключевский В.О.

Освоение территории России шло по рекам, охватывая лесную и лесостепную зоны. Для северных территорий колонизация земель шла по озерно-речным системам. Необходимое для ведения хозяйства разнообразие ландшафтов долин и озерных котловин, среди которых выделяются луговые поймы, речные и озерные террасы и приводораздельные пространства, заболоченные на большей части территории, создавали необходимые условия для формирования, на первых стадиях освоения, промыслового, охотничье-рыболовного, со сбором дикоросов, плюс бортничество, хозяйства.

Землепашество длительное время опиралось на подсечно-огневую систему землепользования и захватывало только долинные ландшафты, оставляя в качестве «природных резервов» водоразделы.

В.О. Ключевский ярко описывает роль рек в формировании расселения, хозяйства и административного деления в Древней Руси. «Речными бассейнами направлялось географическое размещение населения, а этим размещением определялось политическое деление страны. Служа готовыми первобытными дорогами, речные бассейны своими разносторонними направлениями рассеивали население по своим ветвям. По этим бассейнам рано обозначились различные местные группы населения, племена, на которые

древняя летопись делит русское славянство. По ним же сложились потом политические области, земли, на которые долго делилась страна, и этим делением соображались князья в своих взаимных отношениях и в своем управлении. Первоначальном племенном, как и в сменившем его областном, земско-княжеском делении древней Руси легко заметить это гидрографическое основание». Далее В.О. Ключевский отмечает, что строение речных бассейнов и низких водоразделов между ними, не обособляет население друг от друга, поддерживает общение между различными группами, что подготовляло народное единство и содействовало государственному объединению страны.

Главные пути в освоении огромных пространств севера Европейской России шли по речным долинам и озерным котловинам, часто нанизанным на речные сети. Переходы-волоки из одного бассейна в другой частично позже, в новое время были включены в системы каналов, соединивших различные речные бассейны.

Можно выделить три этапа колонизации новых земель: Новгородский, север Европейской России, Московский (по р. Волге и её бассейну) и сибирский.

Длительность первого этапа – Новгородского, позволила приспособиться к рельефу местности, учитывая особенности долинного рельефа, пойм и террас. Укрепление берегов ряжевými стенками, каменными набросами, встраивание поселений в рельеф, подчеркивая планировкой.

Неровности береговой линии, соотношение относительных высот рельефа с высотой и объёмами сооружению – эстетическая привлекательность, характерны для поставленных в речных долинах поселений.

С момента русского расселения, в начале второго тысячелетия сами реки и ландшафты речных долин, а также озерных котловин подвергаются заметным изменениям. Наиболее старыми и угнездившимися в ландшафте были прибрежные поселения, часто унаследовавшие финно-угорские селища. Реки средневековой Руси не только обеспечивали человека чистой водой, а частично пропитанием, но и связывали между собой разбросанные по широким просторам долин поселения. В зимнее время скованные льдом реки были единственными надежными путями сообщения. При этом реки имели не только местное, но и межрегиональное значение. В половодье по не большим рекам деревянные суда поднимались почти к их истокам, а оттуда перетаскивались волоком через заболоченные водоразделы в бассейн другой речной системы. Усиливается воздействие на реки со стороны сельского хозяйства. В эпоху развитого средневековья животноводство на территории России нуждалось в кормовой базе. Наволоки и пожни речных пойм были лучшими сенокосными угодьями. В конце средневековья в долинах малых рек проводились значительные мелиоративные работы: спрямлялись излуины, дренажные каналы осушали притеррасовые понижения, а также старицы и межгрядные понижения. Долинные луга разномасштабных рек – итог многолетнего воздействия двух мощных экологических и почвообразующих факторов: сенокосения и выпаса, работающих на фоне сознательного регулирования поемности (т.е. уровня и срока стояния вод на пойме) и аллювиальности (т.е. характера отложений реки). Инструментом такого регулирования были плотины водяных мельниц.

Волжская колонизация XVI века также столкнулась с рядом георисков. Первое – весьма высокие подъёмы воды в половодье, повторяющиеся раз в несколько лет. Ряд заложенных городов – крепостей пришлось переносить из зоны затоплений – Самару, Саратов, сторожевой пост на Волге у Царицына. Привычные для русских подъёмы воды

на Волге и её притоках существенно перекрывали представления градодельцев о половодьях. На верхней Волге и её притоках на гривистых поймах ряд поселению, в том числе монастырских, располагался на незатопленных гривах. Иные кыпы пойм, а в дельте – боровские бугры приводили к ряду ошибок, геоущербу.

Возведённые на крутых берегах поселения при плотной застройке прибрежных частей террас подвергались серьёзной оползневой опасности. Овраги и балки бортов долины Волги представляли немалый риск при застройке.

Стереотип поведения при строительстве поселений достаточно ярко проявился и в бассейне Волги. Если на верхней Волге размыв древних толщ во многих местах создавал отмостку, защищающую берега от подмыва, то на нижней Волге размыв речных и морских наносов, созданных при трансгрессии Каспия, шел весьма интенсивно, со скоростью отступления яров волжских берегов в метры, а иногда и первые десятки метров в год. Поэтому ряд крепостей на правобережье Волги в ее низовьях был уничтожен боковой эрозией (Черный яр). Естественно. Что высокие яры, столь привлекательные для создания фортификаций, оказывались уязвимыми из-за подмыва правого берега реки Волги.

Выход русских в иные природные условия – степную зону и полосу распространения более тонких по механическому составу отложений, привел к многочисленным просчетам, которые сегодня мы определяем, как экологические. Распашка земель в степной и лесостепных зонах привела к резкой интенсификации эрозионных процессов, смыву почв и деградации низкопорядковой речной сети на волжских притоках.

Колонизация Сибири начинается с похода Ермака в конце XVI века, а погоня за пушным зверем, прежде всего, соболем, вскоре менее чем за 60 лет выводит землепроходцев на берега Тихого океана. Заселение и освоение присоединенных к России земель идет по рекам – великим рекам Сибири и Дальнего Востока. Попадая в другие природные условия, землепроходцы при организации острогов оказываются, благодаря сложившимся стереотипам на Русской равнине, в сложных условиях. Ледовые заторы и катастрофические подьёмы воды в половодья разрушают возведенные крепости. Так Якутский острог трижды переносится из-за высоких подьёмов воды, обусловленных ледовыми заторами на Лене. Невиданные, до 20-26 м подьёмы воды заставили землепроходцев перенимать опыт коренных жителей. Они использовали останцы первой надпойменной террасы среди массивов разновысотных пойм, а на подверженных затоплению высоких уровнях пойм – до 15 м и более, ставили зимовья. Были остроги, построенные на островах или мысах, опять же на эрозионных останцах.

Мерзлота не позволяла строить поселения по привычным схемам. Здания должны быть отделены от деятельного слоя многолетних мёрзлых пород – сваи и другие типы фундаментов потребовали новые условия. Основной строительный материал – дерево, легко воспламенялось. Пожары были огромным бедствием, ряд поселений после катастрофических пожаров не восстанавливалось (Мангазея). На большей части Сибири невозможно было использовать мельницы – реки перемерзали на длительный холодный период, а мощный лёд разрушал любые деревянные сооружения на реках.

Начатая с конца XVIII – начала XIX веков добыча полезных ископаемых существенно меняет облик горнодобывающих районов. Так, после добычи россыпи исчезают естественные поймы и террасы, покрытые выемками и горами отвалов.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СВЯЗИ С ОЦЕНКОЙ ПРИРОДНОГО ПОТЕНЦИАЛА ЛАНДШАФТОВ РЯЗАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Кривцов В.А., Водорезов А.В., Комаров М.М.

Рязанский государственный университет имени С.А. Есенина

Соответствующие исследования выполнены в 2010-2011 годах сотрудниками кафедры физической географии и методики преподавания географии естественно-географического факультета РГУ им. С.А. Есенина при реализации проекта «Проведение научно-исследовательских работ по направлению «Геохимия»» по проблеме «Эколого-геохимический потенциал ландшафтов Рязанской области и смежных регионов: оценка, оптимизация, управление» в рамках целевой федеральной программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы по мероприятию 1.2.1 программы «Проведение научных исследований научными группами под руководством докторов наук».

Цель выполненного исследования заключалась в проведении крупномасштабной региональной оценки геохимических режимов и эколого-геохимической устойчивости территории Рязанской области, максимально учитывающей ее ландшафтную структуру.

Выполнение всех этих работ потребовало создания ландшафтной карты на всю территорию области. До начала наших работ ландшафтная карта имела лишь на рязанскую часть Мещерской низменности. Составлена она была сотрудниками кафедры ландшафтоведения географического факультета МГУ [1].

Приступая к работе, мы учитывали, что каждый ландшафт – это объективно существующая неоднородность морфолитогенной основы, которую можно выделить и на местности, и на карте, основываясь на результатах региональных геоморфологических исследований. В результате этих исследований были составлены: морфоструктурная схема территории области масштаба 1:1000000; геоморфологическая карта масштаба 1:1000000 (создана на основе составленной ранее геоморфологической карты масштаба 1:200000), схема морфологических комплексов и схема дробного геоморфологического районирования масштаба 1:1000 000. На схеме дробного геоморфологического районирования показаны геоморфологические подобласти, районы, подрайоны, а в пределах последних – геоморфологические местности. Параллельно с рельефом изучались четвертичные отложения, являющиеся литогенной основой ландшафтов.

В основу крупномасштабного геоморфологического районирования нами было положено выделение региональных геоморфологических комплексов (РМК), поскольку последние представляют собой территориально целостные, исторически сложившиеся сочетания форм рельефа характерного внешнего облика, созданные в разное время определенной совокупностью экзогенных процессов в пределах определенных морфоструктур [3]. Или, иными словами, каждая морфоструктура морфологически индивидуальна, и для каждой – при данных природных условиях – характерны свои особенности морфолитогенеза.

При среднемасштабных исследованиях обычно приходится иметь дело с единицами геоморфологического районирования ранга геоморфологических областей, подобластей и районов, при региональных, обычно средне- и крупномасштабных, работах – с геоморфологическими районами и подрайонами. В пределах Рязанской

области границы геоморфологических областей и подобластей и их название совпадают с соответствующими единицами геоморфологического районирования Русской равнины, разработанного С.С. Воскресенским и др. [2]. Геоморфологические районы (всего 6), выделенные нами в пределах геоморфологических областей и подобластей, и по количеству, и по их плановой конфигурации лишь частично совпадают с единицами соответствующего таксономического ранга, выделенными теми же авторами. В нашем случае это относительно крупные, площадью до 15 тыс. км², морфологически обособленные участки, соответствующие мезоморфоструктурам, осложняющим основные региональные мега- и макроморфоструктуры. Морфологическая дифференциация геоморфологических областей на районы связана с различиями в величине и (или) режиме новейших движений мезоморфоструктур, что нашло свое отражение в определенных особенностях морфолитогенеза и, соответственно, во внешнем облике поверхности. Геоморфологические подрайоны, выделенные нами в пределах районов, хотя и имеют общие для них черты рельефа, отличаются по морфологическим особенностям междуречий и эрозионных форм, по морфологической и морфогенетической структуре поверхности [4]. Геоморфологические подрайоны соответствуют наименьшим морфологическим комплексам регионального уровня, формирующимся в пределах относительно небольших морфоструктур, обособившихся в границах мезоморфоструктур. Соответствующие морфоструктуры либо испытали неодинаковое по величине поднятие, либо отличаются особенностями своего развития. Геоморфологические подрайоны как объекты индивидуального районирования получили собственное название. В их характеристике используются сведения об общих признаках района и отмечаются специфические особенности, отличающие данный подрайон от других, в том числе морфологические, морфометрические, структурные, литологические, генетические и т.д.

При переходе от среднемасштабных к крупномасштабным исследованиям нами была выявлена морфологическая и морфометрическая неоднородность геоморфологических подрайонов. Центральные и периферийные участки подрайонов по некоторым показателям, в частности, по интенсивности эрозионного расчленения, а, соответственно, и по морфологии междуречий, нередко различаются значительно, чем периферийные участки соседних подрайонов. Для пространственной локализации неодинаковых по морфологии участков в пределах геоморфологических подрайонов были использованы три морфометрические характеристики: 1) средняя высота поверхности (ячейки 4×4 км на карте масштаба 1:100 000) как показатель принадлежности к определенной морфоструктуре и, соответственно, геоморфологическому району; 2) глубина расчленения эрозионными формами; 3) густота эрозионной сети.

Следующим этапом локализации неоднородностей геоморфологических подрайонов стало построение карт контрастности распределения соответствующих морфометрических показателей. Карты контрастности строились в приложении ГИС «Карта 2005» (матрица уклонов, размер элемента матрицы равен 200 м). Полосы (зоны) с высокой контрастностью (1-8 условных баллов) считались пороговыми границами (в реальности они могут быть и конфигурационными) и переносились на отдельную карту. На полученную по трем показателям сетку границ были наложены некоторые другие значимые границы (поймы крупных рек, литологические и др.). После этого удалялись мелкие контуры, полузамкнутые контуры замыкались конфигурационными границами с учетом рисовки изолиний средней высоты поверхности, глубины и густоты эрозионного

расчленения, реального положения междуречий и эрозионных форм, положения границ геоморфологических районов и подрайонов. В результате в пределах 24 геоморфологических подрайонов удалось выделить *геоморфологические местности* (всего 126) [4].

Под геоморфологической местностью мы понимаем наименьшую единицу геоморфологического районирования, выделяемую в пределах геоморфологических подрайонов (районов) на основе сходства морфометрических показателей, литогенной основы и, как правило, экзогенных рельефообразующих процессов, развивающихся в их границах.

Локализация в пределах геоморфологических районов и подрайонов геоморфологических местностей во многих случаях позволила уточнить границы ландшафтов и наметить их внутреннюю морфологическую дифференциацию.

Каждый из выделенных нами ландшафтов (всего их 84), приурочен к определенной морфоструктуре, с характерными для нее литологией, рельефом, историей развития, особенностями проявления современных рельефообразующих процессов и спецификой геохимического поля, определяющих особенности миграции вещества между составляющими их компонентами и морфологическими единицами [4].

Литература

1. Анненская Г.Н., Мамай И.И., Цесельчук Ю.Н. Ландшафты Рязанской Мещеры и возможности их освоения. М.: Изд-во МГУ, 1983. 246 с.
2. Воскресенский С.С., Леонтьев О.К., Спиридонов А.И. и др. Геоморфологическое районирование СССР. М.: Высшая школа, 1980. 343 с.
3. Кривцов В.А. Рельеф Рязанской области (региональный геоморфологический анализ). Рязань: Изд-во РГПУ имени С.А. Есенина, 1998. 195 с.
4. Природный потенциал ландшафтов Рязанской области / В.А. Кривцов, С.А. Тобратов, А.В. Водорезов, М.М. Комаров, О.С. Железнова, Е.А. Соловьева; под ред. В.А. Кривцова, С.А. Тобратова: Ряз. гос. ун-т имени С.А. Есенина. Рязань, 2011. 768 с.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ БЕЗОПАСНОСТЬ СТРАНЫ: НАПРАВЛЕНИЯ И СПОСОБЫ СТАНОВЛЕНИЯ

Ликотов Е.Ю.

Тюменский государственный университет, likotov@front.ru

Безопасность рельефа или, не вдаваясь в терминологические споры, геоморфологическая безопасность (далее – ГМБ) постоянно находилась в сфере внимания человека с самого начала становления его не только как общественного существа, но и – как биологического вида. Происходило и происходит это через осознание безопасности, исходящей от определённых форм и элементов рельефа, их систем. Человек никогда не селился и не селится не только на обвальных, осыпных, лавинных склонах, но и у их подножий; на низких поймах рек и тем более – на прирусловых отмелях, на площадях распространения карста (как открытого, так и покрытого), на участках эоловой аккумуляции; на ледниках, у их краёв, на ледосборах; в зонах осушки от приливов и

сгонно-нагонных течений, в зонах волноприбойного заплеска, на действующих вулканах и вблизи них. Сознание двух сторон практических отношений человека и рельефа – опасности и безопасности рельефа – закреплено таким образом (и памятью от катастроф, большая часть которых – результат действия рельефообразующих процессов (далее – РП) или связано с ними) в поведении, инстинкте самосохранения (а значит, и в генофонде) человека. И если опасные РП (далее – ОРП) уже стали объектом специализированных геоморфологических исследований (хотя и сравнительно недавно) [1, 14, 4, 2, 13], то такие исследования безопасности рельефа (ГМБ) начинаются, пожалуй, именно VII Щукинскими чтениями.

Основания актуальности исследований безопасности рельефа образуют две группы: 1) общие (применительно к рельефу в целом) и 2) специальные (применительно к безопасности страны). Первую группу составляют: 1.1 сама сущность рельефа как зоны взаимодействия подболочек географической оболочки: литосферы, гидросферы, атмосферы, биосферы и ноосферы; 1.2 непрерывность рельефа – в виде ещё одной самостоятельной – геоморфологической – подболочки географической оболочки; 1.3 узловое положение рельефа среди компонентов природы (ландшафта) и в экосистеме [7]; 1.4 развитие рельефа по своим собственным законам [12, 6, 10]; 1.5 постоянные и непрерывные взаимодействия человека и рельефа; 1.6 увеличение интенсивности этих взаимодействий в ходе увеличения численности и (в длинном ряде случаев) плотности населения и практическая деятельность человека и общества; как следствие – увеличение степени разрушительного (катастрофического) воздействия РП на жизнь и деятельность человека и общества и следующая уже из него необходимость исследований и становления геоморфологической безопасности, в частности – нашей страны.

Вторую группу оснований образуют: 2.1 сочетание разнообразия РП, их характера, интенсивности, сочетаний, взаимодействий с другими участниками рельефообразования и разнообразия направлений и видов деятельности человека и общества; 2.2 недостаточно полный учёт действия РП на деятельность человека и общества (вплоть до полного неучёта), что приводит к авариям и катастрофам, надуманно, а в ряде случаев – и лживо представляемым «неожиданными» и/или «внезапными»; 2.3 приуроченность значительных по площади территорий страны, экологически и стратегически важных объектов и (согласно основанию 1.6) целых населённых пунктов или их частей к участкам действия ОРП. К ним относятся в частности, участки госграницы по крупным рекам, лавино- и сейсмоопасным районам; населённые пункты и инженерные сооружения (особенно – линейные) в этих же районах, а также – в районах развития карста, криогенных, эоловых и других ОРП, особенно – антропогенно инициированных [8] и асингенетичных [5]; 2.4 – отсутствие специализированных исследований безопасности рельефа и ее становления, особенно в масштабах и для нужд страны.

Становление ГМБ страны должно включать два блока действий, обычных для разрешения крупной проблемы: научный и практический. Без результатов научных исследований, хотя бы – начальных, практические действия вести неоправданно. Такие практические действия, производимые «вслепую», приводят не только и не столько к положительным, сколько к отрицательным последствиям, вплоть до аварий, катастроф, потерь человеческих жизней, а также – к бесполезной трате государственных средств. Поэтому в данной работе рассматривается в первую очередь блок научных исследований (практические действия остаются для рассмотрения в будущих работах).

С учётом уже упомянутых двух сторон отношения человека и рельефа направления становления ГМБ страны определяются направлениями опасности РП: 1) для человека [13]; 2) для населённых пунктов и инженерных сооружений [3]; 3) для рельефа; 4) для других природных условий [8]. Именно в этих направлениях рационально формировать безопасность рельефа, для чего – проводить его специализированные исследования.

Способы организации и проведения таких исследований уже предложены [9, 11]. Организация исследований реализуема созданием специальной **государственной геоморфологической службы**. Учитывая несомненную государственную значимость ГМБ страны, этой службе необходимы полномочия министерства РФ (с подчинением непосредственно Президенту РФ), штат специалистов во всех регионах страны и государственные ассигнования на организацию и проведение исследований. Головной организацией государственной геоморфологической службы – с определёнными полномочиями, штатным расписанием и ассигнованиями – в состоянии действовать кафедра геоморфологии географического факультета МГУ – одно из двух (на всю страну) действующих специализированных геоморфологических подразделений. Опыт организации (и проведения) скоординированных геоморфологических исследований в различных регионах страны, причём – одновременно, у кафедры есть. Это – деятельность в 60-х-в начале 90-х гг. XX века хоздоговорных геоморфологических партий географического факультета МГУ, объединение которых известно среди специалистов как «чердак» (поскольку они базировались на 9-м (чердачном) этаже зоны «Ж» Главного здания МГУ). Научное руководство работой этих партий осуществляли светлая память С.С. Воскресенский и ныне здравствующий Г.С. Ананьев. Многие специалисты, работавшие в партиях, остаются действующими исследователями и в состоянии вести предлагаемые работы.

Способы проведения исследований безопасности рельефа позволяют получить две группы данных: 1) о состоянии рельефа и РП, в частности – об опасных; 2) о прогнозах действия РП. Они характеризуются двумя предложенными системами исследований: прикладных, включающих в себя геоморфологическую съёмку (масштаб 1:50000), стационарные, специализированные и ревизионные [9], и прогнозных – по определённым 1) методологии; 2) программе; 3) методам; 4) результатам (ожидаемым и достигнутым) [11].

Сочетанием организационных и исследовательских работ и будет сформирована система безопасности рельефа (ГМБ) страны (в ее научной части) – точным разграничением геоморфологически безопасных и опасных участков в отмеченных направлениях, с одной стороны; определением степени безопасности и опасности действия о РП – с другой; получением и непрерывным пополнением данных о безопасности рельефа (ГМБ) на трёх уровнях: локальном (для отдельных объектов), региональном и страны в целом – с третьей; составлением и уточнением (по мере поступления новой информации) прогнозов действия РП – как в изменении степени безопасности рельефа, так и - степени опасности действия РП. ГМБ страны в состоянии быть предпосылкой бескатастрофного, безаварийного развития страны, устойчивого природопользования, безопасности страны в других направлениях (экологическом, оборонном, хозяйственном, продовольственном и др.).

Литература

1. *Агафонов Б.П.* Экзолигодинамика Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1990. 176 с.
2. *Ананьев Г.С.* Катастрофические процессы рельефообразования. М.: Изд-во МГУ, 1998. 102 с.
3. Геофизика опасных природных воздействий: СНиП 22-01-95. М.: Минстрой России, 1996. 11 с.
4. Катастрофические и неблагоприятные геоморфологические процессы и их связи с хозяйственной деятельностью человека // Экологические аспекты теоретической и прикладной геоморфологии: Материалы Межд. конф. «III Щукинские чтения». Москва, 16-17 мая 1995 г. М., 1995. С 89-169.
5. *Ликутов Е.Ю.* Соотношение генезиса и динамики рельефа. Сингенетичные и асингенетичные рельефообразующие процессы // Генезис рельефа /Г.Ф. Уфимцев, Д.А. Тимофеев, Ю.Г. Симонов и др. Новосибирск: Наука. Сибирское предприятие РАН, 1998. С. 30-35.
6. *Ликутов Е.Ю.* Закон наибольшей геоморфологической результативности постоянно действующих рельефообразующих процессов // V Межд. конф. «Новые идеи в науках о Земле»: Тез. докл. Т. 1. М., 2001. С. 70.
7. *Ликутов Е.Ю.* Участие и роль рельефообразующих процессов в формировании экосистемы человека // Рельеф и человек: Материалы Иркутского геоморфологического семинара (Иркутск, 27-29 сент. 2004 г.). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, Ассоциация геоморфологов России, 2004. С. 160-161.
8. *Ликутов Е.Ю.* О характере и критериях опасности рельефообразующих процессов // Новые и традиционные идеи в геоморфологии. V Щукинские чтения. Труды (коллектив авторов). Москва: Географический факультет МГУ, 2005. С. 269-273.
9. *Ликутов Е.Ю.* Вариант универсальной системы направлений прикладных геоморфологических исследований // Отечественная геоморфология: прошлое, настоящее, будущее: Материалы XXX Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Санкт-Петербург, СПбГУ, 15-20 сент. 2008 г. СПб: СПбГУ, 2008а. С. 149-150.
10. *Ликутов Е.Ю.* Самостоятельность рельефообразующих процессов (о несводимости их к процессам развития других форм движения материи) // Отечественная геоморфология: прошлое, настоящее, будущее: Материалы XXX Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Санкт-Петербург, СПбГУ, 15-20 сент. 2008 г. – СПб: СПбГУ, 2008б. С. 371-372.
11. *Ликутов Е.Ю.* Вариант системы прогнозных исследований рельефообразующих процессов как предпосылка предупреждения чрезвычайных ситуаций (или сведения к минимуму ущерба от них) // Экологический риск и экологическая безопасность / Материалы III Всероссийской научной конференции с международным участием (г. Иркутск, 24-27 апреля 2012 г.) Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012. Т.2. С.266-269.
12. Проблемы теоретической геоморфологии / Ю.Г. Симонов, Д.А. Тимофеев, Г.Ф. Уфимцев и др. М.: Наука, 1988. 256 с.
13. Рельеф среды жизни человека (экологическая геоморфология) / Отв. ред. Э.А. Лихачёва, Д.А. Тимофеев. Т. 1-2. М.: Медиа-ПРЕСС, 2002. 640 с.

14. Симонов Ю.Г., Кружалин В.И. Инженерная геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1993. 208 с.

КАРТОГРАФИРОВАНИЕ И ОЦЕНКА НЕБЛАГОПРИЯТНЫХ И ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ (ВОПРОСЫ ТЕОРИИ И ПРАКТИКИ)

Мясников Е.А., Коробов В.В.

*ФГБУН Тихоокеанский институт географии ДВО РАН,
Владивосток, primcoast@mail.ru*

Картографирование и оценка неблагоприятных и опасных процессов территории по степени геодинамической опасности сводится, по нашему мнению, к выделению градиентных зон по трем показателям: эндодинамическим, экзодинамическим, технодинамическим. Проводится интегральная оценка опасности, которая и отображается на картах соответствующего масштаба. Он должен быть тесно увязан с целью исследования. По мере укрупнения масштаба меняется акцент приоритетов в триаде геодинамической опасности. Для мелкомасштабных карт первостепенное значение (каркас) имеет эндодинамическая/сейсмическая опасность, а экзодинамическая является дополнительной характеристикой (узор). Основу карт средних масштабов составляют данные об экзо- и эндодинамической опасности, а отражению техногенной опасности отводится роль узора. На картах крупных масштабов сейсмическая опасность будет составлять их фон, экзодинамическая – каркас, а технодинамическая – узор. Для отдельных участков (промплощадки и зоны влияния на инженерные сооружения) могут составляться карты, где роль фона будет выполнять экзодинамическая опасность, каркаса – технодинамическая, а узора – виды и интенсивность последней. При таком способе представления информации тесно увязаны между собой ранги объектов, их геодинамические составляющие и степень относительной опасности, порядок приоритетов [5].

Основным содержанием легенды к картам относительной геодинамической опасности являются две матрицы. Матрица природной геодинамической опасности образована двумя показателями – эндодинамической и экзодинамической опасности. На пересечении горизонтальных и вертикальных строк находятся показатели природной геодинамической опасности (табл. 1). Вторая матрица связывает между собой геоморфологические системы (ГМС) и технодинамическую опасность. Сочетание на картах/планах показателей двух матриц позволяет провести зонирование территорий, как по степени относительных опасностей, так и по их природе (природные, природно-техногенные, техногенные). Разработанная система показателей пригодна для составления карт и схем средних и мелких масштабов. Совокупность таких карт позволяет характеризовать ГМС разных рангов.

Доказательность выводов и эффективность методики продемонстрируем на следующих примерах. В Уссурийском и Надеждинском административных районах Приморского края располагается около 30 небольших и один крупный (г. Уссурийск) населенный пункт. Большинство этих урбанизированных территорий (УТ) сосредоточены

в придолинной части бассейна р. Раздольная, которая отличается повышенными рисками опасных природных и антропогенных процессов [1,2,3].

Таблица 1. **Комплексная природная геодинамическая опасность**

Опасности		Эндодинамическая (сейсмичность в баллах MSK-64)					
		<6 (1)	6-7 (2)	7-8 (3)	8-9 (4)	9-10 (5)	≥10 (6)
Экзодинамическая в условных баллах	1	1.1	2.1	3.1	4.1	5.1	6.1
	2	1.2	2.2	3.2	4.2	5.2	6.2
	3	1.3	2.3	3.3	4.3	5.3	6.3
	4	1.4	2.4	3.4	4.4	5.4	6.4
	5	1.5	2.5	3.5	4.5	5.5	6.5
	6	1.6	2.6	3.6	4.6	5.6	6.6

Цифра перед точкой – сейсмичность в баллах, после точки – экзодинамическая опасность в условных баллах.

Комплексная геодинамическая опасность возрастает от показателя 1.1 к показателю 6.6. Между комплексной геодинамической опасностью и уязвимостью ГТС существуют прямые и обратные связи. Несколько более сложные связи существуют между комплексной геодинамической опасностью и степенью освоенности территории.

Эндодинамическая опасность. По нормативному для РФ комплексу карт ОСР-97 (А,В,С) юго-западное Приморье относится к 6 (А,В) и 7 (С) бальным зонам по MSK-64. Согласно уточненным региональным данным [4 и др.], территория западной части Уссурийского района, включая г. Уссурийск, уже отнесены к 7 бальной, а вся остальная часть исследуемой территории – к 8 бальной зонам.

При этом допускается что, отдельные локальные сейсмические узлы могут иметь потенциальную сейсмичность 8-9 баллов.

По нашим морфоструктурным построениям исследуемая территория относится к активно развивающимся геоморфологическим системам (ГМС) конструктивного типа. Отсутствие инструментальных данных о землетрясениях 8-9 баллов не может считаться решающим аргументом.

Так, на исследуемой территории известно более 10 эпицентров 7 и менее баллов за период всего лишь около 150 лет. Кроме того, надо иметь в виду, что на большей части территории нет контрастных форм рельефа, но много освоенных земель сельскохозяйственного назначения и населенных пунктов, что затрудняет поиск сейсмодислокаций сейсмогеологическими методами.

Проведенное же авторами детальное дешифрирование аэрофотоснимков (АФС) и космических снимков (КС) высокого разрешения выявило много тектонически активных разломов, часть из которых хорошо коррелируется с известными сейсмогенными и сейсмоактивными разломами по А.В.и Н.А. Олейниковым [4].

Комплексный анализ всех отмеченных данных на морфоструктурной основе позволил более аргументировано дифференцировать участки с потенциальной сейсмичностью 6-7-8-9 баллов.

Экзодинамическая опасность. Экзогенные геологические процессы (ЭГП) на исследованной территории имеют широкое распространение и в результате нашей экспертной оценки, степень эколого-геоморфологической опасности от их воздействия возрастает в следующей последовательности: заболачивание (1 условный балл) –

плоскостной смыв (2 балла) – овражная и русловая эрозия (3 балла) – оползания и обвалы (4 балла).

Заболачивание проявлено не очень интенсивно и сосредоточено в пойменной части р. Раздольная. Низинные болота (заболоченные земли) имеют в основном маломощный слой торфа (менее 30 см) и связаны с глинистым и суглинистым составом водупоров, а заболоченные пространства с повышенным слоем торфа (1-1,5 м) – формируются за счет зарастания озер и стариц.

Плоскостной смыв преимущественно развит на больших по площади и распаханых сельскохозяйственных землях с уклонами склонов до 3°, но процессы идут с небольшой скоростью (данные А.В. Вяткина и др.). На слабо выраженных пологих водораздельных пространствах интенсивность плоскостного смыва незначительно увеличивается.

Овражная и русловая эрозия развита интенсивно и почти повсеместно в пределах холмисто-увалистого, реже мелкосопочного рельефа. Наиболее активные эрозионные формы преобладают в местах антропогенного освоения. Их морфометрические показатели зависят от литологического состава отложений и наличия раздробленности и трещиноватости горных пород.

Оползневые и обвально-осыпные процессы также широко и интенсивно распространены на исследованной территории. Первые из них развиты преимущественно по периферии сильно расчлененных базальтовых плато, в основании которых выходят слаболигифицированные отложения моласс палеогена-неогена и глинистые коры выветривания. Оползни смещаются часто монолитными блоками, размер и форма которых зависит от степени и характера тектонической раздробленности и трещиноватости базальтов.

Обвально-осыпные процессы развиты в сильно раздробленных и трещиноватых докайнозойских породах магматической, эффузивной, метаморфической и терригенной формаций на крутых и сильно расчлененных склонах, зачастую подрезанных боковой эрозией и антропогенно нарушенных.

Во всех случаях ЭГП активизированы в сейсмоактивных и сейсмогенных зонах разломов, часть из которых была выявлена ранее А.В. и Н.А. Олейниковыми [4], а часть нами по результатам дешифрирования АФС и КС в комплексе с другими морфоструктурными, геолого-геофизическими и сейсмическими данными.

Технодинамическая опасность определялась экспертно по степени освоенности территории в условных баллах: земли населенных пунктов (1 балл) – сельскохозяйственные земли (2 балла) – линейные и площадные объекты с интенсивными нарушениями земной поверхности (3 балла).

В результате, были выявлены и закартированы новые (и уточнены известные) участки разной степени потенциальной комплексной геодинамической опасности Уссурийского и Надеждинского районов Приморского края.

Литература

1. Короткий А.М., Коробов В.В., Скрыльник Г.П. Аномальные природные процессы и их влияние на состояние геосистем юга российского Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2011. 265 с.

2. Кулаков А.П., Худяков Г.И. Геоморфоструктуры Дальнего Востока России / Геосистемы Дальнего Востока России на рубеже XX-XXI веков: Т.1. Природные геосистемы и их компоненты. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 20-42.
3. Мясников Е.А. Геоэкология: комплексная геодинамическая опасность урбанизированных территорий Дальневосточного региона России// Инженерная экология, 2009. №5. С.3-21.
4. Олейников А.В., Олейников Н.А. Палеосейсмогеология. Владивосток: Дальнаука, 2009. 164 с.
5. Тащи С.М., Мясников Е.А. Геолого-геоморфологические системы территории агломерации Владивосток-Артем. Владивосток: Изд-во ДВГТУ, 2003. 181 с.

ТИПОВОЙ ПРИМЕР ПРОГНОЗА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО ПРИМОРЬЯ

Мясников Е.А., Сорокин П.С.

ФГБУН Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, paveleco@tig.dvo.ru

Прибрежная зона Восточного Приморья, исследованная авторами, располагается вдоль побережья Японского моря (в т.ч. Татарского пролива) и представляет собой т.н. “перирифтовую” геоморфологическую систему, включающую зоны геодинамического влияния Берегового (северо-восточного простирания) и Рудненского (северо-западного простирания) глубинных разломов [4]. Типовыми здесь являются морфоструктуры обрушения и проседания (трещины растяжения и блоки отседания). Это, в основном, отрицательные, часто полукольцевые морфоструктуры центрального типа (МЦТ) с радиально-концентрической системой дизъюнктивов и линейные разрывные и блоковые образования, простирающиеся субпараллельно берегу. Некоторые из них относятся к сейсмогравитационным [3, 5, 6 и др.].

В качестве типового примера геоморфологических систем (ГМС) исследованного района выбрана так называемая Бринеровская структура. Строение и развитие, выделенной ранее геологами Бринеровской вулcano-тектонической структуры (ВТС) уточнено и определено нами как вулcano-тектоническая кольцевая ГМС диаметром 25-30 км (предположительно корового заложения) позднемелового возраста, которая в кайнозой перешла в стадию активной деструкции в виде тектоногенно-гравитационной полукольцевой морфоструктуры. Она имеет хорошо выраженное разломно-блоковое радиально-концентрическое строение с соответствующей зональностью структурно-вещественных комплексов горных пород и конформных им геоморфологическим образованиям. Так, во внешних (гипсометрически возвышенных) концентриках с радиусами кривизны 25-30 км сосредоточены преимущественно малые интрузии массивов и даек гранодиоритов позднемелового возраста, а во внутренних (гипсометрически пониженных) – одновозрастные им узкие линейно вытянутые экструзии андезитов на фоне центростремительного увеличения мощности вулcanoгенно-осадочных пород. Последнее вытекает из косвенных геолого-геофизических данных о гравитационно-оползневом характере Бринеровской ВТС. По-видимому, в позднем мелу возникла вулканическая депрессия с тектоническим изометричным проседанием в узле пересечения

Рудненского и Берегового глубинных разломов. В кайнозое, предположительно в результате интенсивного растяжения земной коры вдоль современной прибрежной территории на границе, с одной стороны, опускающейся Япономорской впадины и Татарского рифта, а с другой – поднимающейся прибрежной суши, произошло обрушение под воду юго-восточной половины Бринеровской ГМС. При этом некоторые из ее разломов на суше выглядят относительно молодыми (имеют даже признаки сейсмической активности), другие – более древними (слабоконтрастные, заросшие и трудно опознаваемые). Предполагается неоднократная и разновременная активизация разломов, а также эндогенных и экзогенных процессов, связанных с ними.

В рельефе шельфа соответствующие морфотектонические следы проявляются слабо, преимущественно, из-за недостаточной геолого-геофизической и гидрографической изученности. Однако, например, дугообразные разломы на суше находят свое продолжение как единые структуры в подводном рельефе бухты Рудная Пристань, в виде относительно крутых уступов и перегибов подводной части берегового склона, ограничивающих грабенообразную структуру, возникшую в позднемеловых породах фундамента с повышенными мощностями современных осадков [2].

Исходя из особенностей строения и развития Бринеровской ГМС, нами намечены зоны потенциально опасных современных геодинамических процессов. В частности, выявлены активные разломы и территории с проявлениями гравитационных (обвальных, оползневых и осыпных), эрозионных (зон формирования, транзита и аккумуляции литодинамических потоков) и процессов подтопления, заболачивания и т.д. В результате совместной их интерпретации, с учетом техногенных нагрузок, обнаружили ранее неизвестные явления, которые не только существенно дополняют и детализируют данные обзорных исследований ЭГП масштаба 1:500 000 А.И. Вяткина и др., но и позволяют по-новому взглянуть на геозоологические риски, в частности эколого-геохимическое загрязнение окружающей среды. Продемонстрируем это на типовых участках (примерах).

Лидовский участок одновременно представляет собой эрозионно-денудационную «воронку» с фрагментами активизированных дуговых и линейных разломов, зоны формирования, транзита и аккумуляции литодинамических потоков, признаки сейсмодислокаций, гравитационных и др. экзогенных геологических процессах (ЭГП), а также проявления различной интенсивности техногенных нагрузок. Соответствующие данные получены в результате дешифрирования КС, АФС и топокарт совместно с имеющимися геолого-геофизическими и др. материалами. Особенно важны синергетические признаки совмещения древних и современных дизъюнктивов с согласными элементами залегания пликтивных нарушений горных пород относительно простирания и падения склонов, а также открытых и др. техногенных разработок, способных усилить эффект комплексных геодинамических и других геозоологических рисков. На данной площади отмечены ранее охарактеризованные аномалии эколого-геохимического состояния почво-грунтов и водных объектов [1]. Поскольку рельеф определяет как поверхностный, так и во многом подземный сток, а, следовательно, площадную и глубинную миграцию и концентрацию геохимических и др. загрязнений, то следует учитывать соответствующие эколого-геоморфологические факторы. В частности, проявляются центростремительные формы литодинамических и гидродинамических потоков в пределах эрозионно-денудационной «воронки», подпруженной проявлением трещинных интрузий гранодиоритов позднего мела. Аналогичным образом размещены и

ориентированы объекты гравитационных ЭГП, усиление которых предполагается там, где пликативные и дизъюнктивные нарушения горных пород имеют однонаправленные и обводненные плоскости скольжения, согласные с падениями склонов, особенно техногенно подрезанных. На исследуемом участке, кроме того, мы выявили ранее неизвестные зоны потенциального развития быстрых (гравитационных), медленных (солифлюкция, крип и др.), мерзлотных и других ЭГП. В них происходит разное по скорости и интенсивности перемешивание почво-грунтов на разную глубину и концентрация загрязнений. Весьма важным является и тот факт, что в зонах, выявленных нами (особенно зияющих и сейсмоактивных) разломов происходит неизбежное проникновение поверхностных загрязнений в подземные горизонты и воды, где они не только скапливаются, но и вступают в различные химические реакции, в том числе выщелачивания, вымывания и другие часто скрытые от наблюдений процессы. Таким образом, в морфоструктурных зонах разломов ГМС могут происходить аномально высокие проявления эндодинамики, экзодинамики и технодинамики синергетически усиливающие каждый из них, а также специфическое эколого-геохимическое и другое загрязнение.

Васьковский участок включает бассейн одноименного ручья и сопредельные с ним территории ручья «Хутор» (с запада) и двойного томболо «Канал», причленяющего массив мыса Бринера с востока. Ручей Васьковский осваивает дуговой разлом длиной 7 км. Его истоки находятся почти у берега моря, затем он уходит от побережья на 2 км и впадает в озеро Васьковское, имеющее (до глубин 7-9 м) крутые берега, переходящие в почти плоское дно, а далее впадает в устьевую часть р. Рудная. В днище ручья отмечены вывалы неокатанных крупноглыбовых обломков вулканитов размерами до одного метра, а мелкие фракции отсутствуют. Ширина долины варьирует от резких структурно предопределенных сужений менее 10 м до расширений 200-500 м. Левый склон более крутой, а вдоль озера отвесные скалы. Правый склон положе, а скальные выходы редкие и низкие, местами отделяют прерывистые террасоподобные площадки с мочажинами. Выше вдоль ручья вплоть до его истоков тянется относительно узкая зона заболачивания, также связанная с расширениями в узлах пересечения «поперечными» разломами. В верховьях ручья отмечены родники, ширина заболачивания там достигает до 1,2 км, а «поперечные» разломы образуют зону сгущения по краям мелового палеовулкана «Черные Скалы», где выходят на поверхность массивы гранодиоритов позднего мела вблизи тектонического контакта с каменной толщей вулканитов по А.И. Михайлову и др. По перечисленным признакам зону разлома руч. Васьковского можно считать плоскостью смещения крупного (до 2 км шириной и длиной до 7 км) блока отседания заключенного между указанным и предполагаемым вдоль побережья разломами. Разлом, освоенный ручьем «Хутор» по-видимому, имеет аналогичное строение и природу, однако значительно меньшие размеры. Кроме того, предположительно такой же разлом простирается в субмеридиональном направлении между массивом мыса Бринера по томболо, трассируясь севернее подводными уступами в рельефе бухты Рудная Пристань. По нашим представлениям Васьковский участок это единая геодинамически связанная система дуговых (субмеридиональных) разломов-сбросов, ограничивающая своеобразную лестницу разновысотных блоков отседания сочленяющихся с субширотными разломами-сдвигами (фрагмент зоны Рудненского глубинного разлома и небольшие «поперечные» разломы южнее его, по-видимому, аналогичной сдвиговой кинематики). Основное

отличие между ними в амплитуде отседания и сдвигов. Например, морфология разлома ручья «Хутор» отражает лишь начальную стадию раздвига, разлома Васьковского – среднюю (умеренную амплитуду отседания крупного блока), а разлома «томболо Канал» – высокую амплитуду отседания небольшого блока массива «мыс Бринера». При этом аккумуляция пляжевых отложений томболо совсем недавно сменила относительное (тектоническое) поднятие берега, о чем свидетельствует «свежий абразионный уступ высотой 4 м, выработанный в галечной толще северной ветви переймы м. Бринера» [2]. Аналогично Рудненский разлом имеет относительно большую амплитуду (возможно сейсмогенного) сдвига, чем небольшие субпараллельные ему «поперечные» разломы. В результате, есть основания предполагать уменьшение относительной геодинамической и связанной с ней других геоэкологических опасностей в «эволюционно-генетическом» ряду следующих зон разломов, ограничивающих блоки отседания: томболо – руч. Васьковского – руч. «Хутор»; а также следующих сдвиговых зон разломов: Рудненский – «поперечные» безымянные к югу от него.

Поскольку отмеченные выше особенности строения и развития Бринеровской ГМС являются типовыми для прибрежной зоны Восточного Приморья, то это должно использоваться в прогнозно-геоморфологических и геоэкологических целях.

Литература

1. Бураго А.И. и др. Атлас Приморского края. Владивосток: Приморский центр геодезии и картографии, 1998, 50 с.
2. Игнатов Е.И. Геоморфология бухтовых берегов и подводного склона Приморья Японского моря / Е.И. Игнатов, М.Ю. Лохин, А.В. Никифоров, В.В. Фроль. Смоленск: Маджента, 2004. 192 с.
3. Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск: Наука, 1973. 187 с.
4. Мясников Е.А., Сорокин П.С. Геоэкологические проблемы урбанизированных территорий Кавалеровско-Дальнегорского горнорудного района Приморского края (природные условия геодинамики) // Географические исследования восточных районов России: этапы освоения и перспективы развития. Владивосток: ТИГ ДВО РАН, 2014. С. 175-179.
5. Тащи С.М., Мясников Е.И. геолого-геоморфологические системы территории агломерации Владивосток-Артем. Владивосток: Изд-во ДВГТУ, 2003. 181 с.
6. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.

ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗМЫВОВ ДНА У ПЛАТФОРМ ГРАВИТАЦИОННОГО ТИПА ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ВОЛН И ТЕЧЕНИЙ

Тлявлиня Г.В., Тлявлин Р.М.

Филиал ОАО ЦНИИС «НИЦ «Морские берега», г. Сочи, mor-berega@yandex.ru

Объектом исследований являются грунтовые основания в районе платформ гравитационного типа.

Защита грунтовых оснований в районе гидротехнических сооружений от размыва связана с необходимостью возведения тех или иных защитных устройств. Недостаточная изученность взаимодействия волнения с грунтами и гидротехническими сооружениями, а также отсутствие в достаточном количестве теоретических данных по вопросам проектирования укреплений оснований гидротехнических сооружений ограничивает возможности точных методов математического анализа и расчета. Поэтому единственным способом решения вопросов, связанных с размывами грунтовых оснований, является постановка экспериментов на уменьшенных моделях, выполняемых в гидротехнических лабораториях, с последующим пересчетом на натуру.

Имеющиеся опытные установки и средства измерений и обработки данных позволяют проводить широкий комплекс экспериментальных исследований. Однако постоянное усложнение задач, их масштабность, требуют совершенствования и методов моделирования, и опытных установок, и измерительных систем. Особенно большие трудности возникают при изучении переформирования под воздействием волн и течений песчаного дна мористее прибойной зоны, поскольку до настоящего времени нет общепризнанной методики моделирования в таких условиях. Так, например, у различных авторов нет единого мнения о масштабах геометрических размеров модели и времени обработки модели волнением и течением.

При правильной постановке эксперимента моделирование может дать достаточно полную качественную картину явлений, а при соответствующем обосновании и известную количественную их оценку. Поэтому моделирование процессов размыва грунтовых оснований, обусловленных волнением и течениями, и проверка в гидротехнической лаборатории эффективности проектов различных защитных сооружений является одним из ведущих методов исследований в данной области.

Возникающие в процессе проектирования вопросы решают с помощью соответствующих экспериментальных установок, отвечающих требованиям производства исследований на моделях; при этом учитываются известные правила и законы моделирования гидравлических явлений для конкретных условий поставленной задачи. Однако еще не все вопросы моделирования получили достаточно полное обоснование. В современной литературе до настоящего времени отсутствуют определенные правила и методические указания для моделирования явлений, возникающих в результате действия волнения и течений на основания гидротехнических сооружений.

Одной из задач данной работы является совершенствование методики экспериментальных исследований на основе обобщения опыта моделирования явлений, связанных с движением воды, и оценки возможности применения этого опыта для воспроизведения условий размыва грунта у основания гравитационных платформ.

Лабораторные исследования процессов размыва грунта перед сооружениями имеют свои особенности (в отличие, например, от процессов в прибойной зоне), наиболее существенные из которых следующие:

- моделирование придонных течений,
- моделирование движения мелкозернистых наносов,
- моделирование местных размывов,
- обоснование применяемых для моделирования материалов,
- критерии подобия и масштабы.

Согласно теории подобия, изучать на гидравлической модели процесс волнового воздействия на сооружения следует при обеспечении геометрического подобия модели натурному объекту, подобия волнового режима, подобия поверхностных и объемных сил, т.е. необходимо обеспечить равенство всех определяющих критериев. В общем случае выполнить все эти условия практически невозможно. В частности, если на модели используется та же жидкость, что и в натуральных условиях, то нельзя одновременно обеспечить подобие по числам Фруда (Fr) и Рейнольдса (Re). Известно, что для целого ряда задач, имеющих важное практическое значение, не требуется подобие по обоим параметрам [1]. Однако, при гидравлическом моделировании переноса песка в водном потоке оба параметра Фруда и Рейнольдса являются определяющими, поскольку существенно влияние молекулярной вязкости на перенос мелких твердых частиц.

Методика моделирования переноса наносов наиболее полно разработана для крупнозернистых или галечных наносов [2, 3]. Моделирование процессов переноса мелкозернистых песчаных наносов связано со значительными методическими трудностями, поскольку на модели не удается одновременно обеспечить подобие условий размыва и переноса песка. Поэтому движение песчаных наносов в настоящее время моделируется лишь приближенно [4, 5, 6].

Кроме того, у различных авторов нет единого мнения соотношении масштабов модели и о масштабе времени обработки модели волнением [3, 4, 5, 6]. Доказано, что если в опытах используют натуральный песок, то, поскольку высоты волн на модели существенно меньше высот волн в натуральных условиях, средняя крутизна пляжа динамического равновесия на модели больше, чем в натуральных условиях. Масштабы модели не являются независимыми величинами, и при применении в исследованиях натурального песка вертикальный масштаб модели рекомендуется назначать больше горизонтального [4, 5, 6].

Учитывая вышеизложенное, для решения практических инженерных задач исследования подмывов дна у сооружений наиболее целесообразно проводить на крупномасштабных гидравлических моделях без искажения масштабов. Однако крупномасштабное моделирование в большинстве случаев не представляется возможным из-за технического оснащения экспериментальных баз.

Так, например, исследования для обеспечения разработки технических решений и мероприятий по защите грунтовых оснований в районе платформ гравитационного типа от размыва в реальных условиях эксплуатации проводились неоднократно в течение ряда лет в масштабах 1:60, 1:80, 1:100 и т.п. При этом ряд вопросов оставался неосвещенным (например, местные размывы можно было оценить лишь качественно).

В 2013-2014 годах аналогичные гидравлические исследования выполнены в волновом бассейне на базе Филиала ОАО ЦНИИС «НИЦ «Морские берега» (г. Сочи) в масштабах 1:50 и 1:25. В ходе экспериментальных исследований оценивались возможные деформации и объемы размыва дна у устанавливаемых платформ и разрабатывались способы их предотвращения.

Было проведено несколько серий экспериментов:

- исследование размыва дна вблизи платформы без защиты основания;
- исследование размыва дна вблизи платформы с защитой основания камнем от подмыва;
- исследование размыва дна вблизи платформы с защитой основания матами от подмыва.

Получено, что наибольшие размывы и подмывы грунтового основания образуются с фронтальной (относительно направления волнения и течения) и с боковой сторон платформы, а также на ее углах.

Защита основания камнем от подмыва работает, однако каменная берма подвержена деформациям при воздействии волн и течений, поэтому при эксплуатации ее в реальных условиях будет необходимо восстановление каменной наброски после штормов.

Защита основания матами от подмывов также работает, однако требует детального изучения в каждом конкретном случае (с учетом местных геоморфологических и гидрометеорологических условий) с целью выбора оптимальных параметров (схема раскладки матов, пригрузки, сочетание с габионными конструкциями и прочее).



Рис. 1. Исследования размывов дна на крупномасштабной модели.

Литература

1. Дейли Дж., Харлеман Д. Механика жидкости. Пер.с англ. М.: Энергия, 1971, 480 с.
2. Леви И.И. Моделирование гидравлических явлений. Л.: Энергия, 1967, 236 с.
3. Kamphuis J.W. Coastal mobile bed models // Civ. Eng. rep. Queen's Univ. Kingston, №75, 1975, 117 p.
4. Рекомендации по гидравлическому моделированию волнения и его воздействий на песчаные побережья морей и водохранилищ. М.: 1987, 83 с.
5. Users Guide to Physical Modelling and Experimentation. IAHR. HYDRALAB, 2011, 245 p.
6. Клавен А.Б., Копалиани З.Д. Экспериментальные исследования и гидравлическое моделирование речных потоков и руслового процесса. С.-Петербург: Изд-во Нестор-История, 2011, 544 с.

ИНЖЕНЕРНАЯ ПОДГОТОВКА ТЕРРИТОРИИ КАК ФАКТОР ОБЕСПЕЧЕНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ПЛОЩАДНЫХ ОБЪЕКТОВ КАПИТАЛЬНОГО СТРОИТЕЛЬСТВА

Черноморец Л.С.^{1,2}, Волков А.В.²

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет

²ООО «Глобал Марин Дизайн», mrblacksea@mail.ru

Инженерная подготовка территории (ИПТ) является одним из необходимых этапов строительного производства. Она представляет собой комплекс мер по освоению территорий для целесообразного градостроительного использования, улучшению санитарно-гигиенических и микроклиматических условий населённых мест [3]. В состав ИПТ входят, как правило[2]:

- вертикальная планировка территории;
- организация поверхностного стока и удаление застойных вод;
- устройство и реконструкция водоемов и берегоукрепительных сооружений;
- понижение уровня грунтовых вод;
- защита территории от затопления и подтопления;
- освоение оврагов;
- борьба с карстовыми явлениями, оползнями, грязекаменными потоками;
- прокладка дорог, подземных и наземных коммуникаций.

В последнее время нарастает интерес к проблемам в области геоморфологической безопасности. Имеются разработки по теоретическому обоснованию этого направления [1]. В то же время, устоявшегося и принятого определения понятия «геоморфологическая безопасность» на сегодняшний день нет как в научной среде, а так в среде практиков. Тем не менее, в соответствии с одним из определений экологической безопасности [4], **геоморфологическую безопасность** можно определить как совокупность геоморфологических условий,обеспечивающих безопасную жизнедеятельность проживающего на данной территории населения и функционирование хозяйственной инфраструктуры.

В связи с этим, на наш взгляд, инженерная подготовка территории в части изменения геоморфологических условий и приведения их в кондиционное состояние для наименее затратного промышленного освоения площадок является важным антропогенным фактором воздействия на рельеф, позволяющим обеспечить заданные уровни геоморфологической безопасности.

Одна из важных проблем любого строительства состоит в том, что для его осуществления желательны условия, при которых капиталовложения были бы минимальны. Ровные площадки с минимальными уклонами, хорошо дренируемые грунты, сейсмическая стабильность, отсутствие серьезных опасных экзогенных процессов и т.п. в большинстве случаев обеспечивают наиболее благоприятные условия для хозяйственного освоения. Но такие условия для проектирования тех или иных сооружений редко где можно найти. В связи с этим, при проведении инженерных изысканий и дальнейшем проектировании детально исследуются геоморфологические условия. Проводится оценка инженерно-геологической, морфометрической (уклоны) ситуации, а также действующих и потенциальных экзогенных (например, эрозионных) и эндогенных процессов. Зачастую

возникает необходимость (из-за опасных процессов, слишком больших уклонов в районе будущего строительства и т.д.) проводить мероприятия, позволяющие довести эти условия до требований, которые предъявляются при строительстве тех или иных объектов. В данной работе мы хотим рассмотреть этот вопрос на примере площадных объектов газотранспортных систем.

Одним из способов решения проблем по обеспечению геоморфологической безопасности при строительстве и эксплуатации сооружений (в случае отсутствия альтернативных площадок для строительства) являются мероприятия, связанные с ИПТ. Они включают, как уже указывалось, земляные работы, работу по обустройству дренажей, а также закрепление склонов и откосов с использованием как растительности, так и специальных защитных конструкций (сеток, габионов, матрасов Рено и т.п.). По сути, эти мероприятия представляют собой создание антропогенного рельефа, или конструирование рельефа с заданными свойствами, необходимыми для данного вида хозяйственной деятельности. Рассмотрим их для одного из проектируемых объектов, входящих в газотранспортную систему «Южный Поток» – площадки запуска диагностических и очистных устройств (ДОУ).

Согласно схемам геоморфологического районирования, данный участок трассы газопровода относится к Крымско-Кавказской горной стране и расположен в области среднегорных хребтов южного склона Северо-Западного Кавказа.

Площадка ДОУ располагается на юго-западном склоне хребта без названия, крутизной 7-10°. Максимальные отметки рельефа достигают 180 м над уровнем моря в северо-восточном секторе площадки. Продольный профиль хребта ступенчатый. Субгоризонтальные ступени шириной 2,0-2,5 м имеют антропогенное происхождение, заняты виноградниками.

В северной части траншейного участка, в месте примыкания к площадке ДОУ, трасса газопровода пересекает обширную водораздельную слабонаклоненную (2-3°) в юго-западном направлении вершинную поверхность. Переходя в склон долины руч. Графова щель, крутизна поверхности становится 10-15°, постепенно увеличиваясь по мере приближения к русловой части. Склон долины имеет выпуклый профиль, полностью рекультивирован и занят виноградниками, осложнен временными подъездными дорогами.

В рамках инженерной подготовки территории будущей площадки планируется ряд мероприятий, так или иначе связанный с изменениями естественного рельефа и управлением экзогенными процессами и явлениями.

1. Для строительства необходимо, чтобы уклоны склонов в пределах участка строительства площадки были уменьшены. С этой целью предполагается выполнение вертикальной планировки территории. В связи с большой площадью объекта было принято решение сделать на ней террасированный рельеф, чтобы минимизировать затраты на производство земляных работ (срезку и засыпку).

2. В некоторых частях площадки производится укрепление откосов. Для устойчивости откосов площадки ДОУ, защиты их от сдвигов, предотвращения эрозии и отвода поверхностных вод предусмотрена облицовка откосов габионными конструкциями типа «Матрасы Рено» и дренажная система с гравийным заполнителем.

3. Для защиты от ливневых вод и поверхностного стока, способного подтапливать площадку и приводить к нарушению ее функционирования, было предусмотрено обустройство с северной (нагорной) стороны прилегающей

территориинагорной водоотводной канавы. Канава призвана собирать сток и отводить его от площадки с последующим сбрасыванием на рельеф.

4. Кроме того, по периметру площадки предполагается устройство сети ливневой канализации с последующим сбросом в руч. Графова Щель. Для того, чтобы предотвратить возможный в связи с этим эрозионный размыв на бортах ручья был рассчитан максимальный сток, и в соответствии с этими значениями предусмотрено сооружение бетонных лотков на склоне.

Решенияпо инженерной подготовке территории, разработанные при проектировании площадки, обеспечат геоморфологическую безопасностьна этапах строительства и эксплуатации объекта.

Литература

1. *Болысов С.И., Бредихин А.В., Еременко Е.А.* Основы концепции геоморфологической безопасности // Экзогенные рельефообразующие процессы: результаты исследований в России и странах СНГ. Материалы XXXIV Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Волгоград, 2014. С. 19-26.
2. Инженерная подготовка территорий // Большой энциклопедический политехнический словарь, 2004.
3. Инженерная подготовка территорий населенных мест // Большая советская энциклопедия. Т. 10, 1972.
4. *Хуришудов А. Г.* Концепция экологической безопасности ресурсной северной территории // Биологические ресурсы и природопользование. 1997. Вып. 1. С.87-98.

Секция 4

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РАЦИОНАЛЬНОГО ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КОМФОРТНОСТЬ ГОРОДСКОГО ПРОЖИВАНИЯ

Болысов С.И.¹, Харченко С.В.²

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, sibol1954@bk.ru

²КГСХА им. И.И. Иванова, har4enkkoff@rambler.ru

Понятие «комфортность» многим кажется ясным, и причиной тому, как ни парадоксально, – абстрактность и субъективность этой категории. Существует масса определений «комфортности». Часть из них носит «бытовой» характер, часть – технический, когда под «комфортностью» или «дискомфортностью» подразумеваются вполне конкретные сочетания количественно измеряемых характеристик среды (превышения ПДК по каким-либо загрязнителям, превышения допустимых уровней шума, значения температуры и относительной влажности воздуха и т. д.).

Существует и ряд определений «комфортности ландшафта». Одно из них приводится в нормативных документах [2]. В соответствии с действующими нормами, под «комфортностью ландшафта» понимается «мера медико-биологической и социально-психологической благоприятности условий жизни людей в данном ландшафте» [2]. Дает свое определение этому термину и один из основоположников экологии человека Н. Ф. Реймерс: это «свойства ландшафта вызывать субъективное чувство и объективное состояние спокойствия в окружающей природной среде, успокаивающей нервную систему и обеспечивающей весь комплекс здоровья человека» [4, с. 240].

Очевидно, вне зависимости от того, какого определения «комфортности ландшафта» придерживаться в итоге, – рельеф, геоморфологическая основа этого ландшафта, будет оказывать существенное влияние на комфортность проживания. Это послужило причиной некоторого интереса со стороны геоморфологов к проблеме комфортности жизни вообще и проживания в городах, в частности. Рассматривали эту тему известные специалисты в области экологической геоморфологии – Ю. Г. Симонов, Т. Ю. Симонова [3], Э. А. Лихачева [1, 5] и др.

Влияние рельефа на комфортность, думается, следует подразделять на прямое и косвенное. Связи рельефа с другими компонентами ландшафта, также являющимися факторами комфортности городского проживания, весьма широки – по этой причине подробное освещение косвенного воздействия рельефа на комфортность может занять объем не одной монографии и потребовать привлечения труда самых различных специалистов, от геохимиков до социологов. Потому в этой работе авторы дают лишь краткую характеристику косвенного воздействия рельефа на комфортность жизни и надеются, что эта характеристика может послужить точкой отсчета в последующей разработке этой пока еще слабо освещенной в географии темы.

Рельеф городских территорий определяет (либо, как минимум, влияет на):

- **эколого-физические параметры среды** (в частности, скорости и направления ветров; продолжительность и режим инсоляции отдельных точек в городских кварталах в течение светлого времени суток; распространение шума над земной поверхностью и использование топографических барьеров у основных источников шума для защиты от него; распределение стока и его изменение техногенным преобразованием поверхности);
- через рисунок вещественно-энергетических потоков (например, ветров, временных и постоянных водотоков) – **эколого-химические параметры среды** (концентрация загрязнителей в определенных топографических и геологических «коллекторах»);
- через геоморфологический и топографический рисунок территории – **первичную консервацию и последующую сохранность** существующих **зеленых зон** (на «неудобьях» для других возможных видов использования земель), отчуждение участков под вновь создаваемые зоны; формирование совокупности таких объектов, территориально связанных в единый каркас, способный выполнять функции полноценного «экологического каркаса»;
- **связность городской территории и транспортную доступность отдельных районов** (трассировка улично-дорожной сети в соответствии или вопреки топографической структуре территории; возможность перемещения между отдельными районами города с использованием разных видов транспорта, временные и экономические издержки на эти перемещения);
- **когнитивное восприятие территории** (мысленное подразделение территории на неофициальные районы в связи с орогидрографической дифференциацией городской территории; привязка личных когнитивных карт жителей к «системе координат» из примечательных инженерных и природных объектов, включая объекты рельефа).

Прямое воздействие рельефа на человеческую деятельность, безопасность жизни ограничивается гораздо более узким спектром вопросов. Не претендуя на полноту перечня, покажем характерные примеры действительно «прямого» влияния.

В первую очередь, непосредственное воздействие на горожан и комфортность их проживания оказывают **опасные и неблагоприятные геоморфологические процессы**. Сам факт протекания тех или иных процессов в городской черте, информированность горожан о реальной (даже и небольшой) степени риска существенно снижают общую комфортность проживания в городе. Так, например, нами отмечались случаи обеспокоенности жителей центральной части г. Воронежа проблемой оползней. Характерно, что эта обеспокоенность была вызвана освещением в СМИ новостей о строительстве и реконструкции противооползневой опояски в основании эрозионного уступа в долине р. Воронеж в центральной части города. В городе Сочи, известном своей повышенной оползневой опасностью, в рекламных объявлениях о продаже земельных участков содержится информация об оползневой безопасности, что существенно влияет на стоимость земли. Подобных примеров – множество.

Второй аспект геоморфологической комфортности (прямого влияния рельефа) – **комфортность перемещения** (не путать с транспортной доступностью, обусловленной рельефом, которая тоже имеет место). Ни для кого не секрет, что на перемещение на одно и то же расстояние по субгоризонтальной поверхности и вверх или вниз по склону

организм пешехода затрачивает различное количество накопленной прежде энергии. Это же справедливо и для любого другого перемещения за счет мускульной силы, например, – для движения на велосипеде.

Согласно [8], разницу затрат энергии для двух пешеходов, один из которых движется по горизонтальной поверхности, а второй – вверх по склону, можно выразить произведением $0,35\mu MVI$, где μ – т. н. «фактор поверхности» (для твердых покрытий близок к 1), M – масса пешехода и его ноши (кг), V – скорость (м/с), I – уклон (%).

Для двух велосипедистов [9] эта разница также выразится произведением нескольких сомножителей – $gMVI$, где g – гравитационная постоянная ($9,8 \text{ м/с}^2$), M – общая масса велосипеда и велосипедиста (кг), V – скорость (м/с), I – уклон (%).

Намеренно не приводим здесь формулы полностью, а только лишь ту их часть, которая включает «уклон» и, следовательно, либо равняется нулю на горизонтальной поверхности, либо не равняется ему на наклоненной поверхности. И в первом, и во втором случаях мы вынуждены сослаться на исследования физиологов. Очевидно, что авторы этих двух работ сходятся, как минимум, в одном – разница в затратах энергии прямо пропорциональна уклону (тангенсу угла наклона, выраженному в процентах) и с ростом угла наклона возрастает экспоненциально.

Для автомобилистов аналогом расхода мускульной энергии может служить расход топлива. На подъемах, при прочих равных условиях, расход топлива резко возрастает (рис.1).

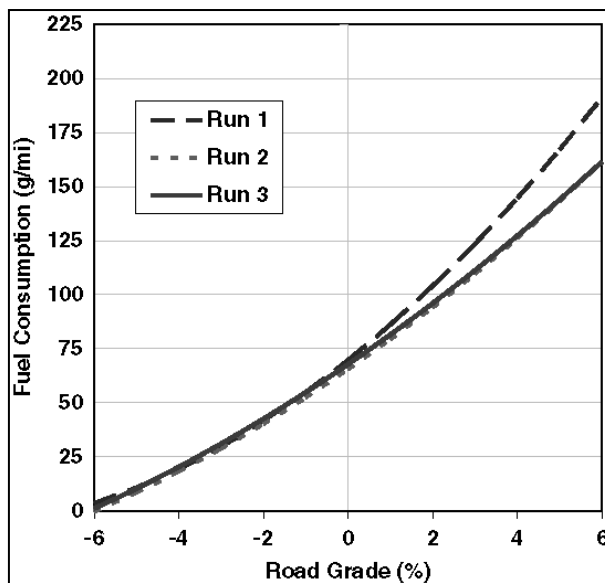


Рис.1. Расходы топлива (в граммах на милю) в зависимости от уклонов в трех различных экспериментах для автомобиля Nissan Altima [7, с. 28].

И, если в условиях слаборасчлененных равнин, где уклоны продольных профилей магистралей невелики, а наиболее крутосклонные участки имеют короткую длину, – увеличения расходов из-за рельефа не составляют большой проблемы для каждого отдельного автовладельца, то уже в условиях холмистых равнин рост потребления топлива двигателем может достигать нескольких процентов (до первых десятков). Для крупных городов такие значения – это дополнительные многомиллионные издержки каждый год. Кроме того, величины уклонов на подъемах ограничивают максимальную возможную скорость и увеличивают время на преодоление единичного отрезка пути, что

убедительно показано в работах [6, 10]. Хорошо это иллюстрирует и следующее изображение (рис.2):

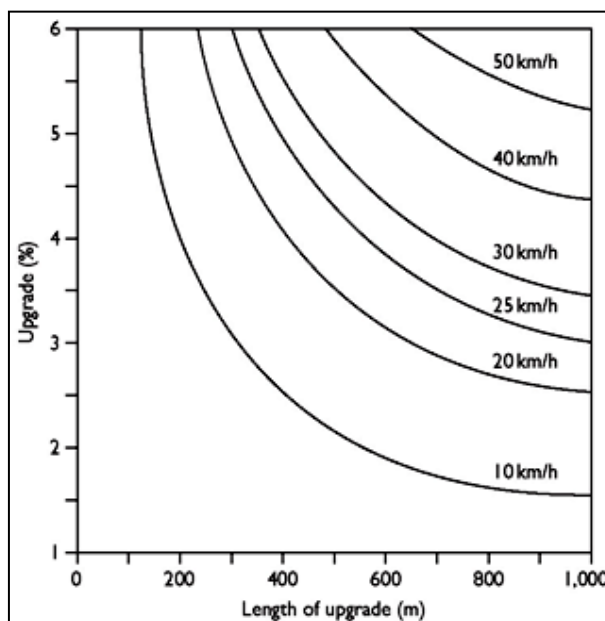


Рис.2. Эффект падения скорости автомобилей на подъемах (в зависимости от длины и крутизны склона) [10, с. 231].

Таким образом, рельеф оказывает косвенное и прямое влияние на степень комфортности жизнедеятельности горожан. Косвенное влияние весьма многогранно – от воздействия рельефа на ветровую обстановку в приземном слое атмосферы в городе до топографических предпосылок к формированию неофициальных, «народных» городских районов. Прямое влияние рельефа выражается, как минимум, в наличии/отсутствии опасных и неблагоприятных геоморфологических процессов; в энергетических, финансовых и временных издержках на преодоление некоторых расстояний в городе в условиях существенного расчленения земной поверхности.

Исходя из вышесказанного, можно определить **геоморфологическую комфортность** проживания (на основе аналогии с определением Н.Ф. Реймерса «комфортности ландшафта») как свойство рельефа обеспечивать у человека объективное состояние и/или субъективное чувство спокойствия и удобства в текущей геоморфологической обстановке через ее воздействие на общее физическое и психологическое состояние человека, его вид деятельности, эстетические предпочтения.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ по проекту № 14-05-31010 мол_а.

Литература

1. Город-экосистема / Э. А. Лихачева, Д. А. Тимофеев, М. П. Жидков и др. М.: ИГ РАН, 1997. 336 с.
2. ГОСТ 17.8.1.01-86. Охрана природы. Ландшафты. Термины и определения.
3. Кружалин В. И., Симонов Ю. Г., Симонова Т. Ю. Человек, общество, рельеф: основы социально-экономической геоморфологии. М.: Диалог культур, 2004. 120 с.
4. Реймерс Н. Ф. Природопользование. Словарь-справочник. М.: Мысль, 1990. 639 с.

5. Рельеф среды жизни человека (экологическая геоморфология) / Э. А. Лихачева, Д. А. Тимофеев. М.: Медиа-ПРЕСС, 2004. 640 с.
6. Симонов Ю. Г., Кружалин В. И. Инженерная геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1993. 208 с.
7. Boriboonsomsin K, Barth M. Impacts of road grade on fuel consumption and carbon dioxide emissions evidenced by use of advanced navigation systems // Transportation Research Record. Journal of the Transportation Research Board, V. 2139 (I.1), 2009. 21-30 p.
8. Cramer P. A. The effect on energy expenditure of walking on gradients or carrying burdens // American journal of human biology, V. 22(4), 2010. 497-507 p.
9. Gradients and cycling: How much harder are steeper climbs. Режим доступа: <http://theclimbingcyclist.com/gradients-and-cycling-how-much-harder-are-steeper-climbs/>. Дата обращения: 17.01.2015.
10. Robinson R., Thagesen B. Road Engineering for Development. London: Spon Press, 2004. 514 p.

ПОЙМА ВЕРХНЕГО ДОНА В СРЕДНИЕ ВЕКА: МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ПОЙМЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ

Гласко М.П.¹, Александровский А.Л.¹, Горская Е.А.²

¹Институт географии РАН, Москва, mglasco@mail.ru, alexandrovskiy@mail.ru,

²Институт повышения квалификации и переподготовки работников образования
Тульской области, e_gorskaya@inbox.ru

Археолого-природоведческие исследования, проводившиеся на протяжении многих лет в районе Куликова поля, позволили получить информацию об основных этапах освоения территории человеком, и установить их связь с этапами развития природной среды. В пределах исследуемой территории, в основном в долинах рек Дона и Непрядвы, выявлены памятники неолита и эпохи бронзы. В период РЖВ население здесь почти полностью отсутствуют. К XII-XIV вв. относится этап древнерусского земледельческого освоения территории. Затем, после этапа запустения XIV-XVI вв., в конце XVI в. начинается позднесредневековый этап освоения. Современный этап освоения, начавшийся на рубеже XVII-XVIII вв., выделяется активным воздействием человека на среду.

Наиболее исследован этап древнерусского заселения, характеризовавшийся достаточно высокой степенью освоения территории [1]. Целью нашего исследования является реконструкция ландшафтов этапа освоения XVI-XVIII вв., внесшего значительный вклад в формирование современных антропогенных геосистем. В результате многолетних археологических исследований в районе Куликова поля выявлено 46 поселений данного времени, отличающихся размерами (слободы, села, деревни и т.д.) и топографической приуроченностью системы расселения (водораздельная, долинная, пойменная). В связи напряженной исторической обстановкой заселенность района Куликова поля, в целом, была слабой. Данный этап освоения связан основанием крепости Елифань и системы связанных с ней 11 слобод, располагавшихся в долине Дона и приуроченных к так называемому Елифанскому расширению поймы. Данное озеровидное

расширение характеризуется сложным строением поймы, наличием многочисленных старичных понижений, местами занятых озерами, а также грив и межгривных заболоченных понижений.

В пределах данного понижения, а также на прилегающих склонах низких террас, располагаются многочисленные памятники археологии, от поселений эпохи бронзы до слобод XVII в. Одно из поселений бронзы, Мельгуново-3, располагается в непосредственной близости от основного места наших исследований (памятник позднего средневековья Мельгуново-7). Существенная трансформация ландшафтов поймы Епифанского расширения произошла в петровские времена, в связи с большими работами по сооружению канала и шлюзов.

Переломным в развитии исторического ландшафта поймы Верхнего Дона и, в частности, Епифанского расширения, был переход от длительного периода (эпоха бронзы – конец XVII в.) с высокой заселенностью и освоенностью поймы, к современному периоду, начавшемуся в XVIII в. В это время, в связи с тем, что пойма стала заливаться в паводки, существование поселений здесь прекращается. Исследования данных изменений гидрологических процессов в пойме Дона представляются важными для решения вопроса о причинах данных изменений ландшафтов (природные они или антропогенные?), и в частности, выяснения причин динамики паводков и процессов накопления аллювия в пойме.

Цель настоящей работы рассмотреть процессы развития поймы в районе поселения XVII в. Мельгуново, располагающегося на правом берегу Дона, напротив Епифани, и занимающего пойму и нижнюю часть пологого склона низкой надпойменной террасы. В 1990 гг. здесь, на переходе от поймы к террасе проводились археологические раскопки, охватившие значительную площадь в восточной части памятника. Важная задача исследования – проследить следы воздействия человека на почвы и рельеф памятника, а также установить, как они соотносятся с признаками естественных процессов развития поймы.

Изменения почв. Почвы поймы свидетельствуют о значительной стабильности поверхности поймы на протяжении тысячелетий. Это проявляется в формировании серых лесных и других зональных типов почв, которые существенно отличаются от типичных аллювиальных почв поймы.

На территории поселения Мельгуново широко представлены серые лесн почвы. Это свидетельствует о стабильности поверхности, которая в почвообразования были близки к таковым более древних террас, условия увлажнения были близки к нормальным, без признаков переувлажнения и заболачивания. Вместе с тем, в профиле почв прослеживаются следы антропогенных изменений. Помимо различных ям и других форм механического нарушения профиля почвы человеком, обнаружены следы косвенного воздействия человека. Во-первых, это следы сведения леса и смены растительности на вторичную луговую (лугово-степную). Данные явления выражены в виде развитии мощных, хорошо развитых гумусовых горизонтов, появлении ходов роющих животных (слепышин), и, в целом, в появлении признаков разного типа почвообразования (лесного и лугово-степного) в одном и том же материале почвенного профиля.

В некоторых случаях процессы трансформации профиля серых лесных почв приводят к коренным изменениям профиля. Особенно это характерно для территории тех участков поселений, на которых деятельность человека протекала наиболее активно и

продолжительное время. Примером может служить участок поселения Мельгуново-7 (XVII в.), располагающийся в нижней части пологого склона террасы к пойме Дона. В результате длительного проживания человека и накопления антропогенных субстанций (кость, другая органика животного происхождения) в почве накопилось много фосфора. Здесь же накопились и микроэлементы, которые в естественных условиях содержатся в недостатке. Все это обусловило высокое плодородие почв данного участка и на нем создались условия для развития луговой (лугово-степной) растительности. В результате трансформация профиля под действием процессов аккумуляции гумуса в его верхней части и интенсивной роющей деятельности слепышей и другой почвенной фауны, в его нижней части, серая лесная почва превратилась в чернозем. Данный процесс проградации почв (противоположный процессу деградации под лесом) отмечался нами ранее на поселениях XII-XIV вв. также в районе Куликова поля. Во всех случаях пятна проградированных почв, представленных черноземами с остатками нижних горизонтов серой лесной почвы, сохранившихся на глубине около 1 м, в плане четко соответствуют ядрам поселений, и окружены серыми лесными почвами, признаки проградации которых ослабевают по мере удаления от центра поселения.

Кроме того, значительные изменения профиля почв связаны с изменением гидрологического режима реки и активизации процессов накопления аллювия в последние века. В результате этого, местами, хорошо развитые почвы были погребены под слоем аллювия, на поверхности которого видны слабо развитые почвы – типичные для поймы аллювиальные почвы. Археологические находки, связанные с позднесредневековыми и всеми более ранними памятниками, лежат в серой лесной почве (обычно в верхней части ее профиля), а в перекрывающем аллювии встречаются очень редкие предметы последнего времени.

Изменения рельефа. Рельеф, по сравнению с почвами, является более устойчивым элементом ландшафта. В пойме хорошо сохранились старицы, гривы и другие формы рельефа и в настоящее время они находятся часто в том же виде, в котором существовали в период средневековья. В период бронзового века конфигурация стариц и грив отличалась от современной.

Основные изменения рельефа связаны с процессами накопления наилок последних столетий, они имели место после этапа заселения поймы второй половины XVI-XVII вв. Накопление аллювия при этом в основном происходило в понижениях рельефа, в старицах и округлых межгривных понижениях. В конце этапа на рубеже XVII-XVIII вв. пойма стала заливаться в паводки, в результате чего длительный период активного освоения и заселения поймы, продолжавшийся с перерывами с бронзового века, сменился современным этапом накопления аллювия, выполаживания рельефа поймы, зарастания ее луговой и древесной растительностью и заболачиванием понижений.

Признаки резкого увеличения интенсивности процессов накопления аллювия, относящиеся к последним 2-3 столетиям, фиксируются на всех поймах рек бассейна Верхнего Дона. Это свидетельствует о резких изменениях гидрологического режима реки, но в разных речных системах оно происходило в свое время. Данные явления могут объясняться климатическими причинами. Так, в более северных районах (Москва-река, Ока) начало периода активного образования аллювия начинается в XII-XIV вв. н.э. и совпадает с началом так называемого Малого ледникового периода (МЛП). Вместе с тем, предпочтительным является объяснение данных процессов антропогенной деятельностью.

На это указывает совпадение по времени начала периодов сплошного освоения и накопления аллювия на Верхнем Дону, не совпадающее со временем МЛП. Основным фактором развития процессов накопления аллювия была распашка территории и сведение лесов. На поверхности распахиваемых склонов, лишенных растительности, темпы снеготаяния и процессы эрозии резко усиливаются. Вследствие этого и многократного увеличения площади распашки в бассейне реки паводки проходят значительно быстрее, объемы сбрасываемых вод и, особенно, взвешенного материала, увеличиваются многократно.

Анализ полученных результатов позволяет выявить пространственную структуру территории освоения (площади пахотных угодий, сенокосов, участков леса), определить направление и степень трансформации почвенных свойств и типов растительности, и в итоге, составить карту реконструкции изучаемого участка речной долины. Последующее изучение аналогичных поселений окрестности Епифани, позволят сделать вывод о скорости, устойчивости и основных направлениях антропогенной трансформации пойменных ландшафтов зоны северной лесостепи Восточноевропейской равнины.

Литература

1. Гоняный М.И., Александровский А.Л., Гласко М.П. Северная лесостепь бассейна Верхнего Дона времени Куликовской битвы. М.: Изд. Гос. Ист. музея, 2007. 208 с.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОКСКО-ДОНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ И ОРГАНИЗАЦИЯ ВОДНО-ВОЛОКОВОГО ПУТИ МОСКВА – ЦАРЬГРАД

Евдокимов В.И.

*Московский городской педагогический университет,
vladimevdokim@yandex.ru*

В средневековой России XII-XV вв. определилось три направления связей с соседними странами: средиземноморское (Москва), западноевропейское (Новгород Великий, Псков, Смоленск) и восточное, вниз по Волге (Тверь, Нижний Новгород). Связь Смоленска с Европой реализовывалась сухим путём и была затруднена безлюдьем дороги, что делало культурные связи Руси и Европы минимальными. От Сарая Берке на Волге до Ургенча существовал путь, преодолеваемый на арбах за 40 дней, что позволяет говорить о связях, но не о культурном влиянии. Средиземноморское вело в Константинополь-Царьград. Подтверждается оно и геоморфологически: к югу от линии Северные увалы – Ладожское озеро – Валдай Восточно-Европейская равнина образует скат на юг, который и определяет заложение долин Волги и Дона и рек их бассейнов. Это направление важнейшее, т.к., цивилизационное: от Византии истоки государственности, православная культура России.

Средиземноморское направление использовалось регулярно – как для деловых поездок (в конце XIV в. так трижды ходил в Царьград митрополит Пимен), так и для торговых – на Дон, в Черкасск, в Азов и Константинополь. Движение из Москвы в

Царьград физически осуществлялось так: Москва → Москва-река → Ока → Окско-Донское междуречье → Дон → Азов → Азовское море → Чёрное море → Константинополь.

Если водная часть пути понятна, то организация волока через Окско-Донское междуречье, представляющее собой восточную часть Средне-Русской возвышенности, остаётся неясной: подробности и даже сам характер волока неизвестны. На местности предполагаемые волокы не установлены. Наиболее вероятно направление: Ока → Проня → Ранова с последующими предполагаемыми вариантами, например, Рясский волок.

Наши многолетние исследования, включавшие в первую очередь определение инженерно-геоморфологической обусловленности волоков и поиск их возможных следов в рельефе междуречья, позволили получить предварительные ответы на вопросы:

- Где проходил волок через Окско-Донское междуречье по маршруту Москва – Царьград? Когда он осуществлялся?
- Как рельеф определил характер волока?
- Как географические особенности местности отразились на функционировании волока?
- Каково было техническое оснащение волока?
- Кто и как обслуживал волок?

Географические условия не позволяют говорить о едином волоке. Существовала территория волоков, представляющая собой в плане треугольник с северной вершиной в устье р. Прони, западной в районе Шат-озера на Дону и южной в районе города Чаплыгин (Раненбург). В геоморфологическом отношении это Верхнедонской геоморфологический район, Пронско-Донской подрайон – возвышенная, холмисто-увалистая эрозионно-денудационная равнина на пластово-моноклиальном основании, перекрытом мало-мощным (до 20 м) чехлом ледниковых отложений и покровных суглинков, средне-глубоко расчленённая, с очень пологими приводораздельными и расширенными пологими и полого-покатыми придолинными участками междуречий, с умеренно-густым ветвлением долинно-балочной сети, сохраняющая в основных чертах морфологические особенности доледниковой поверхности. Варианты волоков таковы:

1. По р. Проне до верховьев и далее волоком в р. Дон (там, где впоследствии Пётр I построил Ивановский канал для соединения бассейнов р. Оки и р. Дона);

2. По р. Ранове до г. Ряжска и отсюда:

2.1. Вверх по р. Хупте до с. Якимец (ныне п. Александро-Невский), от него Рясский волок на Слободской (позже г. Раненбург, нынег. Чаплыгин), в р. Становая Ряса, по ней до р. Воронеж, далее в р. Дон;

2.2. Вверх по р. Ранове до впадения р. Сухая Кобельша, по ней вверх и от её верховьев в р. Ряса или прямо в р. Становая Ряса, далее как в 2.1.

2.3. Вверх по р. Ранове до впадения р. Полотебня, потом р. Мокрая Полотебня, по ней до Мирославщины (ныне п. Милославское), оттуда волоком в р. Дон, в район устья р. Кочур.

2.4. Вверх по р. Ранове, а от верховьев – волок в р. Кочур, а по ней в Дон. (Этот путь считал оптимальным отец П.П. Семёнова-Тян-Шанского, местный помещик П.Н. Семёнов, и предлагал план соединения бассейнов р. Оки и р. Дона каналом р. Ранова – р. Кочур, включавшим и дополнительные гидротехнические сооружения).

3. Вверх по р. Ранове до впадения слева р. Вёрда. По ней до верховьев, а оттуда волок в р. Мокрая Табола, по ней в р. Дон.

Использование того или иного варианта определялось географическими условиями: климат в лесостепной зоне, хотя и умеренно-континентальный в целом, но разнообразный по годам. Менялись водность рек и характер русел, открывались и закрывались пороги. Существовала готовность «перевалочных баз», на которых ставили лодки на колёса, перегружали грузы на телеги и пр., определялась возможность проводки плавсредств вверх по течению с помощью лошадей, решались вопросы безопасности и т.д. Существовали и социальные соображения. Митрополита Пимена в 1389 году, встречал у г. Перевитска сам великий князь Олег Иванович, там же его струги Пимена были поставлены на колёса и за 4 дня доставлены под охраной на р. Дон. Путешественники рангом ниже передвигались самостоятельно.

Время действия волоков устанавливается по описанию путешествия Пимена, сделанному Игнатием Смольянином. 13 апреля на трёх стругах и одном насаде Пимен вышел из Москвы, 17-го был в г. Коломне (это апрель, высокая вода, быстрое течение), 25 апреля – в Перевитске. Здесь его встретил Олег Иванович Рязанский, оказал почести и дал в сопровождение до Дона дружину. Суда поставили на колёса, лошадьми доставили на Дон и спустили на воду 29 апреля. Далее – сплав по Дону до Азова. 19 мая – Великая Лука (там, где Дон, текущий на юго-восток, огибая Донскую гряду, поворачивает на юго-запад), 26 мая – Азов. Время в пути – апрель – май, половодье.

Большая часть пути от Оки до Дона проходила по рекам вверх по течению. Суда проводились бечевой, в качестве тягла использовались лошади. В верховьях рек на оборудованных площадках при впадении притоков происходил перегрузка грузов на телеги и постановка судов на колёса. Для выхода на междуречную поверхность существовал пандус. Грунт междуречья, твёрдый суглинок (чернозём) давал возможность передвигаться так, как удобно, по направлению. Ограничения определялись лесной растительностью – здесь лесостепная зона, причём в естественном состоянии леса занимали до 70% площади. Как правило, это были дубравы, тяготеющие всё же к долинам. Дороги как таковой, т.е., имевшей постоянную трассу, не существовало. Направления могли использоваться, потом забрасываться, потом возобновляться. Длинный спуск с междуречья осуществлялся после поворота вдоль долины Дона в направлении устья его притока. В устьевой части притока суда ставились на воду, загружались, выводились в Дон и отправлялись в плавание.

Минимальное техническое оснащение волоков: телеги, съёмные пары колёс, ворота, канаты, верёвки, рычаги. В качестве тягла использовалась лошадь. В летнее время в ключевых местах волока разворачивались летние посты-сторожи – для контроля пути, безопасности, сбора и передачи сведений о состоянии пути.

В виде примера рассмотрим волок 2.3. Вверх по Ранове до впадения р. Полотебня, потом р. Мокрая Полотебня, по ней до Мирославщины (ныне п. Милославское), оттуда волоком в Дон, в район устья р. Кочур (Милославский волок). От устья р. Прони суда (плоскодонные струги и насады длиной 20-30 м и шириной до 3-4 м) перемещались бечевой, лошадьми, до устья Безымянной реки (в черте п. Милославское, в исторической его части, Мирославщине). Здесь существует плоская площадка примерно 100×100 м, на которой происходила разгрузка судов на телеги. Затем суда с помощью воротов и деревянных настилов вытаскивались из воды и одновременно ставились на колёса. В них

запрягались лошади, и так суда по пандусу поднимались на междуречье. Пандус сохранился. Он вытянут вдоль левого склона долины р. Безымянной, имеет вогнутый продольный профиль, отделён от склона кюветом. Ширина пандуса до 6 м, длина примерно 80 м., уклон около 10°. Далее, до высшей точки междуречья ровной дорогой (подъём 5 м/км) 14 км. Затем до с. Воейково 8 км (спуск 8 м/км). В селе разворот дороги на юг, вдоль долины Дон около 1 км (10 м/км) до устья р. Кочур. (От п. Милославского до с. Воейково лошадь, запряжённая в телегу, проходит сейчас путь менее, чем за день). В устье Кочура лодки ставились на воду, загружались, затем выводились в Дон и отправлялись вниз по течению. (Непосредственно в Дон ставить лодки нельзя – в межень течение достигает 1 м/сек, в половодье больше).

Обслуживание волока осуществлялось вышедшими из орды татарами. В Рязанское княжество выходили и давали начало дворянским родам татарские мурзы: Батур (Мефодий) – Петровы-Соловово, Шай (Иоанн) – Измайловы, Кичи-Бей (Василий) – Коробьины, Кичи-Бей (Селиван) – Селивановы, Таптык (Даниил) – Таптыковы и др. Самый знаменитый выходец, Солохмир Мирославич, вышел со своей ордой в 1371 году, крестился Иваном и женился на сестре Олега Ивановича Рязанского Анастасии (Апраксины, Вердеревские, Ханыковы). Название Мирославщина имеет к нему прямое отношение. Мурзы выходили со своими отрядами. Татары крестились, женились, садились на землю и несли службу: следили за волоками через Окско-Донское междуречье, контролировали состояние рек и выбирали варианты движения, помогали путешественникам, содержали лошадей, оповещали о состоянии пути, обеспечивали безопасность и т.п. Именно здесь, по мнению здешнего уроженца, Вен.П. Семёнова-Тян-Шанского (Семёновы возводят свой род к вышедшему из орды мурзе Каркадыну), эти крещёные татары, начавшие служить рязанскому князю Олегу Ивановичу, и получили впервые наименование «казак». Впоследствии оно по Дону «спустилось» к жившим в низовьях бродникам, черкасам и др., и уже от донских казаков, как самых многочисленных, разошлось по России.

Дальнейшее определение местоположения волоков через Окско-Донское междуречье требует комплексных геоморфологических исследований непосредственно на местности по установленному выше алгоритму. Особенное внимание необходимо уделить поиску подъёмов на междуречье и спусков с него, с целью выделения возможных искусственных сооружений и их следов.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ОПАСНЫХ ПРИРОДНЫХ ЭКЗОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕГО ПРИОБЬЯ

Коркин С.Е., Талынева О.Ю.

Нижевартовский государственный университет, egf_nv@mail.ru

Ряд значительных событий природного характера в пределах Среднего Приобья (высокий уровень половодных вод в 2002, 2007 гг. и аномально теплое и маловодное лето 2003, 2012 гг.) последнего времени подчеркнул возрастающую важность рассмотрения региональных аспектов проявления опасных природных экзогеодинамических процессов.

По мнению Ф.Н.Рянского (2001), к числу процессов, имеющих существенное влияние на функционирование геосистем, относятся естественные циклы с периодичностью 12, 36, 108 и т.д. лет. Характерной особенностью протекания таких процессов является геофизический комплекс целого ряда природных периодических изменений, к которым относятся резкие колебания сухости-влажности с экономически ощутимыми засухами и наводнениями, землетрясениями, резкие атмосферные явления, длительные суровые и многоснежные зимы (например зимний период 2014-15 гг.). Методическая часть представленной работы базируется на труды Э.А. Лихачевой, В.П. Палиенко, И.И. Спасской (2013), Ю.Г. Симонова, С.И. Болысова (2002), Ю.Г. Симонова (2005), Ю.Г. Симонова, Т.Ю. Симоновой (2013).

Пространственно-временное преобразование долинных ландшафтов Среднего Приобья в пределах границ Ханты-Мансийского автономного округа-Югры имеет отражение в выявлении экзогеоопасности (Коркин, 2008). В словаре-справочнике Э.А. Лихачёвой, Д.А Тимофеева (2004), раскрыто понятие термина «опасность геоморфологическая» – геоморфологические процессы, особенно современные, нарушающие или разрушающие среду жизнедеятельности человека, приводящие к заметному перераспределению масс горных пород и соответствующим изменениям в строение земной поверхности (обвалы, оползни, сели, карстовые и сейсмотектонические провалы, пучение и осадка грунтов, размыв, смыл, намыв, ветровая эрозия и аккумуляция и др.). В результате действия этих процессов может возникнуть кризисная ситуация, бедствие или катастрофа для той или иной общности людей и для их хозяйственной структуры. Данное определение соотносится с нашим пониманием экзогеоопасности – это опасности, возникающие в результате проявления природных экзогеодинамических процессов. Опираясь на топографическую основу, а также на климато-гидродинамические данные, можно прогнозировать, насколько безопасно расположены в Среднем Приобье населенные пункты и инфраструктурные объекты нефтегазовой промышленности. Дальнейшее колебание метеорологических параметров может спровоцировать аномальные всплески развития ведущего класса факторов, связанных с комплексом экзогеодинамических процессов. Наибольшую опасность представляет затопление долинных ландшафтов, что приведет к активизации боковой эрозии. Критичным уровнем поднятия воды в период половодья для р. Обь является 9 метровый уровень, он является опасным для населения и для нефтяной инфраструктуры. Для реки Вах этот уровень составляет 7 м. На Нижневартовском гидропосту "0" графика составляет 29,98 м. Инструментально зафиксированные максимальные уровни подъема воды в 1941 году достигли 12,0 м, что привело к затоплению до отметок 42,48 м, 1979 году (10,71 м – 40,69 м), 2002 году (9,94 м – 39,92 м), 2007 году (10,12 м – 40,1 м).

Важным моментом является рассмотрение прогноза, представленного по итогам инженерно-геологических исследований, проведенных Нижневартовской гидрогеологической партией в 1966-67 гг. в зоне проектируемого Нижнеобского водохранилища между дд. Верхнемысовая-Медведево (1967). Предполагалось, что «подпор проектируемого Нижне-Обского водохранилища с абсолютной отметкой –35 м, достигнет тогда еще поселка Нижневартовское и уровень ограничится берегами современного русла р. Обь и ее притоков. В период высоких паводков уровень водохранилища будет подниматься до абс. отм. 39-40 м, что приведет к полному затоплению поймы р. Обь и отдельных, небольших по площади понижений I и II

надпойменных террас в районе п. Нижневартовское и д. Вата, подтоплению небольших приречных участков территории и волновому разрушению отдельных участков побережья. Подтопление территории за счет подъема грунтовых вод в результате подпора их водохранилищем, захватит крайне незначительные по площади участки территории и не будет иметь практического значения. Волновое разрушение побережья водохранилища будет иметь небольшие размеры, но затронет наиболее освоенные участки территории» (Отчет..., 1967). Данный прогноз, по нашему мнению, не учитывал геосистемного подхода. Примером активного развития береговой абразии служит Братское водохранилище, где в 1967-1968 гг. было зафиксировано отступление берега на 1,1-1,2 км (Хабидов, Жиндарев, Кусковский и др., 2001).

Экзогеоопасность ранжируется нами следующим образом: безопасность, минимальная опасность, умеренная опасность, допустимая опасность, после чего вступает в силу категория чрезвычайной ситуации (чрезвычайной опасности). Кроме этого в ведущую категорию опасности вкладывается балльная система для количественной оценки. В первую очередь идет территориально-геоморфологическая привязка. Нами за геоморфологическую основу берется морфогенетический, морфометрический и морфодинамический принципы, а в пространственно-временном аспекте рассматривается территория долинных ландшафтов с комплексом проявления классифицированных современных экзогеодинамических процессов. Также важную роль для динамической составляющей имеют полученные данные режимных наблюдений на полевых стационарах.

Основным методом оценки природных опасностей является картирование территории, создание картографических моделей. При этом реализуется принцип оценки территории по наиболее опасному процессу, он же является ведущим в современных физико-географических условиях. Предполагаемая оценка отличается большей адресностью и корректностью, по сравнению с балльной системой оценки, но если данный момент интегрировать, то получается модель, многогранно отражающая действительность. Решается вопрос, что и где нуждается в инженерной защите или изменении технологического аппарата.

Для количественной оценки экзогенных процессов по введенным баллам применяется нами показатель интенсивности проявления, оцениваемый площадным или линейным коэффициентом. При подсчете коэффициентов пораженности учитываются только те формы проявления данного процесса, которые развиваются в настоящее время. Данный показатель является интегральной величиной, характеризующей фактическую подверженность территории, и может использоваться для прогнозирования. Если в пределах рассматриваемого участка распространено несколько генетических видов или разновидностей экзогенных процессов, то коэффициент определяется дифференцированно. Коэффициент пораженности изменяется от 0 до 1.

Интенсивность проявления экзогенных процессов производится по ведущему процессу, который характеризуется наибольшим коэффициентом пораженности с учетом других, с меньшей пораженностью. К оценочной характеристике отдельных классов, типов, видов экзогенных процессов можно подойти более детально. Например, флювиальный тип экзогенных процессов ранжируется по баллам от 0 до 3 и каждому баллу соответствует количественная характеристика, получаемая из расчетов коэффициента стабильности, при этом в каждый оценочный интервал вкладывается еще

значение осредненных скоростей размыва (намыва) берегов (м/год), протяженности зон размыва (%) от длины участка реки, периодичности во времени горизонтальных деформаций (развитие и спрямление излучин, попеременного развития и отмирания рукавов), возможной максимальной скорости размыва берегов (м/год) и средней скорости смещений форм руслового рельефа (порочней, осередков, кос) (м/год). Для получения данных показателей необходимы долговременные режимные наблюдения. В основу флювиального типа и подземноводного классов закладывается обеспеченность максимальных уровней половодья за многолетний период, пользуясь которыми можно определить вероятность затопления того или иного высотного уровня, частоту и слой затопления. Процесс затопления в флювиальном типе, вызывает спорный характер, так как по природе возникновения относиться к гидродинамическому природному процессу, но по особенностям проявления – к флювиальному типу.

В настоящий момент поверхностноводный класс экзогенного рельефообразования находится в линейном устойчивом режиме, имея в своей природе открытую нелинейную структуру. При нарушении равновесных условий, развитие переходит в нелинейный неустойчивый режим, а при обострении неравновесных условий – в экстремально протекающий режим развития. По нашему мнению, именно поверхностноводный класс экзогеодинамических процессов для рассматриваемой территории представляет опасность нарушения устойчивости развития природно-техногенной среды.

Анализ территории долинных ландшафтов восточной части Среднего Приобья в пределах границ Ханты-Мансийского автономного округа на наличие проявлений природных опасностей, связанных с экзогенными природными процессами, дает возможность выявления граничных условий оптимального варианта хозяйственного функционирования в рамках геоморфогенезного равновесия, что приведет к обеспечению устойчивого развития территории, подверженной активному нефтегазовому освоению.

Работа выполнена в рамках исполнения базовой части государственного задания № 2014/801 Минобрнауки России.

Литература

1. Антропогенная геоморфология / Отв. Ред. Э.А. Лихачева, В.П. Палиенко, И.И. Спасская. М.: Медиа-ПРЕСС, 2013. 416 с.
2. Коркин С.Е. Природные опасности долинных ландшафтов Среднего Приобья: Монография. – Нижневартовск: Изд-во Нижневарт. гуманит. ун-та, 2008. 226 с.
3. Лихачева Э.А., Тимофеев Д.А. Экологическая геоморфология: Словарь-справочник. М.: Медиа-ПРЕСС, 2004. 240 с.
4. Рянский Ф.Н. Ландшафтные подходы и методы геоэкологического регионального прогнозирования // II Региональное совещание «Проблемы экологической безопасности нефтегазового комплекса Среднего Приобья и эколого-экономическое сбалансированное развитие Ханты-Мансийского автономного округа». Нижневартовск: Приобье, 2001. С. 77-80.
5. Симонов Ю.Г., Болысов С.И. Методы геоморфологических исследований: Методология. М.: Аспект Пресс, 2002. 191 с.
6. Симонов Ю.Г. Геоморфология. СПб.: Питер, 2005. 427 с.
7. Симонов Ю.Г., Симонова Т.Ю. Фундаментальные проблемы антропогенной геоморфологии // Геоморфология. 2013. № 3. С. 3-11.

8. *Хабидов А.Ш., Жиндарев Л.А., Кусковский В.С., и др. Геоморфология береговой зоны и побережий крупных водохранилищ Сибири // Геоморфология Центральной Азии: Материалы XXVI Пленума Геоморфологической комиссии международного совещания (Барнаул, 10-17 сентября 2001 г.). Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2001. С. 228-232.*

9. *Щукин И.С. Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. М.: Наука, 1980. С. 271.*

10. *Отчет о результатах инженерно-геологических исследований, проведенных Нижневартонской гидрогеологической партией в 1966-1967 гг. в зоне проектируемого Нижнеобского водохранилища между дд. Верхнемысовая-Медведево. М.: 2ГГУ, 1967. 185 л.*

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ИРГИЗ-ТОРГАЙСКОГО ПРИРОДНОГО РЕЗЕРВАТА И ЕГО РАЙОНИРОВАНИЕ

Кошим А.Г.¹, Айтлесов А.А.¹, Койтанов Б.¹, Сергеева А.М.²

¹*Казахский национальный университет им. аль-Фараби, asima_gk@mail.ru*

²*Актюбинский региональный государственный университет им. К. Жубанова, aiko-sm@mail.ru*

Изучение природы в пределах особо охраняемых природных территорий (ООПТ) направлена на определение возможностей их рационального использования в соответствии с экологическими требованиями. В связи с этим, исследование морфологических особенностей рельефа ООПТ, в том числе, природного резервата, могут стать эталонными участками для определения роли отдельных компонентов ландшафта на охранной зоне, где ограничена любая деятельность, отрицательно влияющая на состояние и восстановление экологических систем резервата.

Одним из таких природных объектов является Иргиз-Торгайский природный резерват, расположенный в юго-восточной части Актюбинской области Западного Казахстана.

Иргиз-Торгайский государственный природный резерват был создан в 2007 году на территории Иргизского района с целью охраны, сохранения и умножения бетпакдалинской популяции сайгаков Казахстана и сохранения биологического разнообразия водно - болотных угодий в бассейне рек Торгай, Иргиз, Олькейек. Общая площадь природного резервата составляет 763 549 га. [1].

Природный резерват состоит из двух региональных отделений – северного и южного, которые разделены Торгайским государственным природным заказником (зоологическим). Северное региональное отделение, площадью 89 040 га, включает озера Олькейекской группы и долину реки Олькейек. Южное региональное отделение, площадью 674 509 га, включает водно-болотные угодья международного значения, систему озер на р.Торгай, равнинную впадину Шалкартениз, горы Шалкарнура, озера Курдым, Караколь и Бакшаколь, расположенные в низовьях р. Торгай [1].

Своеобразие геологического и геоморфологического строения территории резервата сформировало разнообразную флору и фауну региона.

В структурном отношении территории принадлежит Туранской плите и сложена двумя резко отличающимися комплексами пород: дислоцированными докембрийскими и палеозойскими породами, слагающими фундамент, и почти горизонтально залегающими мезозой-кайнозойскими осадками, образующими платформенный чехол. Поверхность равнины сложена различными по генезису четвертичными и континентальными неоген-палеогеновыми песчано-глинистыми образованиями. Четвертичные отложения распространены широко и представлены аллювиальными, озерными, озерно-аллювиальными, эоловыми отложениями. Это определило развитие здесь эрозионных, денудационных и эоловых процессов. В южной части территории имеют развитие процессы сорообразования.

В геоморфологическом отношении территория природного резервата относится к Тургайской структурно-денудационной столовой равнине пустынной зоны, для которой характерна равнинность междуречий. Относительные превышения отдельных положительных форм рельефа составляет 10-15 м, реже 25 м. Абсолютные отметки колеблются в среднем от 100 до 130 м, а в низовьях р. Торгай они снижаются до 80-90 м. Глубина вреза долин составляет 30-50, а иногда и более метров.

Более широко распространены аккумулятивные равнины, представленные надпойменными террасами р. Торгай и его притоков. К долине р. Олькейек в восточной части приурочены участки денудационных равнин. В пониженной части рельефа территории резервата сконцентрированы замкнутые озерные котловины, разной формы и величины, которые вытянуты в меридиональном направлении – следствие древних ложбин стока. Равнина осложнена в восточной части отдельными столово-останцовыми формами рельефа.

Нами на основе топографической карты (1:1200 000 масштаба), космических снимков (Landsat 5 TM, разрешение 30 м, 01.09.2012 г.) и данных полевых исследований в пределах природного резервата были выделены пять геоморфологических районов (фото авторов):

1) наиболее приподнятая восточная часть территории – денудационная равнина с отдельными столово-останцовыми формами – гряда Шалкарнура, которая протягивается субширотном направлении, протяженностью около 150 км. Наиболее высокой является ее южная часть с абсолютными высотами от 190 до 230 м. С запада гряда ограничена эрозионными уступами высотой до 30-50 м. На юге горы отвесными обрывами и расчлененные глубокими оврагами и крутыми склонами высотой 120-140 м. (рис.1). Гряда в южной части постепенно снижается и спускается к солончаковой впадине Шалкартениз. В целом поверхность равнины очень ровная, но местами она нарушается эрозионными врезами временных водотоков и остаточными озерными котловинами.

2) озерная равнина (озеро-солончак Шалкартениз), сложенная песчанистыми отложениями, расположена в южной части, которая является местом стока р.Торгай и многочисленных сухих и пересыхающих русел. Минимальная отметка 55 метров выше уровня моря. Общая площадь достигает 1 800 км², размеры 60 ×36 км. (измерено по космоснимку, октябрь 2013 г). На юге впадину окружают песчаные пустыни. Весной в Шалкартениз поступают воды рукавов реки Торгай и он превращается в мелководное солёное озеро (глубиной до 2-3 м) – место обитания перелетных птиц. В настоящее время во впадине расположено 8 озёр разной величины и солёности, крупнейшие из которых являются Курдым, Караколь и Жынғылды [2].

3) наклонная денудационная равнина, местами осложненная такырами, в центральной части территории. Равнина между р. Торгай и горами Шалкарнура представляет собой холмистую поверхность с множеством бессточных плоскодонных котловин, имеющую уклон к долине реки. Невысокие отдельные холмы-останцы вытянуты в восточном и северо-восточном направлении. Вершины холмов плоские, столообразные или куполообразные. Днища котловин заняты заболоченной луговой растительностью, камышом или солончаками и такырами (рис.2).

4) озерно-аллювиальная равнина рек Торгай и Олькейек. В северной части равнина имеет постоянный водоток, которая является наиболее благоприятным участком, т.к. реки текут преимущественно по Тургайской ложбине, разливаясь на рукава, образуют множество озер и стариц (рис.3). В центральной и южной части реки летом мелеют настолько, что остается только сухое русло (рис.4).

5) эоловая равнина в юго-восточной части, для которой характерно наличие песчаных массивов с бугристо-ячеистым рельефом, сложенные кварцевыми, хорошо окатанными и отсортированными песками, перекрывающими осадки первой надпойменной террасы рек Тургай и Ирғиз. Средняя мощность эоловых отложений 2-3 м.

В современном рельефообразовании резервата наряду с природными факторами, большую роль играет антропогенный фактор, который обуславливает интенсификацию некоторых рельефообразующих процессов.

Естественно, степень участия антропогенного фактора зависит от конкретного вида и интенсивности хозяйственной деятельности. Хотя в пределах резервата ограничена любая деятельность, отрицательно влияющая на состояние и восстановление экологических систем, все же, территория природного резервата используется местным население как пастбища(о чем свидетельствует множество зимовок и летовок) и как сенокосные территории. Как известно, в результате выпаса скота и бессистемного передвижения транспорта (особенно браконьеров, охотящихся за сайгаками) происходит постепенное нарушение и деградация почвенно-растительного покрова, что в свою очередь, активизирует развитие процессов физического выветривания, эоловых процессов, такырообразования, что сказывается и на экологическое состояние региона. Небольшие реки и озера используется для водопоя скота, рыбной ловли, что также проявляется в процессах сорообразования, болотообразования.



Рис. 1. Гряда Шалкарнура.



Рис.2. Наклонная такыровидная равнина.



Рис.3. Озерно-аллювиальная равнина.



Рис. 4. Сухое русло притока р.Иргиз.

В настоящее время на территории резервата охраняемыми объектами являются: системы больших и малых озер в долинах рек Торгай, Иргиз, Улькайяк, Телькара, которые включены в список Международного союза охраны природы ЮНЕСКО как водно-болотные угодья, являющиеся составной частью единого мощного пролетного пути; чинки Шалкарнуры и самое главное – это места обитания степных сайгаков – представителей бетпакдалинской популяции, в прошлом наиболее крупной в Казахстане по ареалу и численности. Основные их места зимовки, окота и летовки – равнина между р. Торгай и горами Шалкарнура. Надо отметить, что в связи с охранной деятельностью резервата, динамика численности сайгаков медленно, но постепенно возрастает. Эта популяция сайгаков с 22,8 тысяч особей в 2007 году увеличилась до 155,2 тысяч особей в 2013 году, т.е. почти в семь раз [3].

На территории резервата также встречается 29 видов млекопитающих, 14 видов пресмыкающихся, 4 вида земноводных и 10 видов рыб. Здесь встречается 32 редких и исчезающих вида птиц, занесенных в Красную книгу Казахстана. В период сезонных миграций и линьки здесь пролетает не менее 2-3 млн. птиц водоплавающих и околоводных видов.

Для обеспечения защиты и охраны особо ценных природных комплексов резервата от возможных неблагоприятных факторов и сохранения экологической целостности природных комплексов вокруг резервата по всему периметру создана охранная зона шириной не менее 2 км. [3].

Таким образом, исследование геоморфологических особенностей ООПТ необходимо как для сохранения заповедных территорий, так и для дальнейшего правильного его использования.

Работа выполнена в рамках проекта 363 Г/Ф МОН РК, по теме: «Современные рельефообразующие процессы в нефтеносных районах Западного Казахстана».

Литература

1. Комитет лесного хозяйства и животного мира Казахстана. Электронный сайт: <http://www.fhc.kz/forest/27/4828/>
2. ТОО «Экопроект» Природные ресурсы Актюбинской области. Электронный сайт: <http://aktobe.su>
3. Материалы Иргиз-Торгайского государственного природного резервата, 2014 г.

СТРУКТУРНО-ФУНКЦИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРИРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОХРАНЯЕМЫХ ТЕРРИТОРИЙ ГОРНОГО МАССИВА МОНГУН-ТАЙГА

Курбатская С.Г.¹, Кудряшова С.Я.², Курбатская С.С.³, Чичулин А.В.²,
Чумбаев А.С.², Миронычева-Токарева Н.П.²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, *sva55@mail.ru*,

²Институт почвоведения и агрохимии СО РАН,

³ГБУ Убсунурский международный центр биосферных исследований

Одной из наиболее важных задач современной геоэкологии является изучение формирования и динамики рельефа, комплексными методами, объединяющими экологические и географические подходы. Использование междисциплинарного подхода, как подчеркнуто в документах Комиссии по высокогорной геоэкологии особенно информативно для выявления закономерностей структурной и функциональной организации природных комплексов, сопряженных по градиенту рельефа. В настоящее время выполнен большой объем работ по изучению природных объектов, сформированных в условиях резкоконтинентального климата и высотно-поясной зональности различных высокогорных регионов, в том числе кластера биосферного заповедника “Убсу-Нурская котловина” – Монгун-Тайга, который орографически охватывает центральную часть горного массива, включая ее вершины и ледниковую часть. Гляциальные и постгляциальные ландшафты высокогорного массива являются модельными полигонами многолетних исследований динамических и эволюционных изменений высокогорных геосистем в результате природных и антропогенных воздействий, выполненных коллективом кафедры физической географии и ландшафтного планирования СПбГУ и обобщенных в фундаментальной монографии [1].

В рамках общей проблемы задачей исследования являлось изучение особенностей воздействия компонентов географической среды: гипсометрического уровня, влияния перигляциальных процессов, экспозиционной неоднородности на свойства и функционирование геоэкологических объектов – почвенного и растительного покрова. Ключевые участки, наиболее распространенных типов тундрово-степных комплексов были выбраны в пределах северного макросклона горного массива Монгун-Тайга в соответствии с принципами выделения геоморфологических подразделений по высотному градиенту. Для выделения высотных группировок пространственной организации почвенного и растительного покрова были использованы основные положения концепции катены. Согласно геоморфологической схеме горного массива Монгун-Тайга, составленной Ю.П. Селивестровым, ключевые участки, расположенные на высоте менее 2700 м. могут быть отнесены к категории среднегорного рельефа, который характеризуется преобладающими высотами вершин 2300-2500 м и крутизной склонов 15-35° [2]. Ключевые участки, расположенные выше 2700 м могут рассматриваться в системе высокогорий (более 2700-3000 м), занимающих большую часть массива и отличающихся глубокими (до 800-850 м) врезами эрозионных форм.

Представления о структурно-функциональных особенностях объектов исследования основаны на методологических положениях геосистемного и структурного подходов, имеющих широкое применение для анализа географической среды, изучения

почвенного и растительного покрова [3-5]. В практике почвенно-географических исследований структурные признаки почвенно-географического пространства обычно характеризуются определенными метрическими и топологическими свойствами. Метрические свойства связаны с количественной характеристикой почвенно-географического пространства и представляются через понятия площади, конфигурации, контрастности, которые могут выражаться в виде численных величин и коэффициентов. Топологические свойства характеризуют почвенно-географическое пространство с качественной стороны – главными свойствами являются непрерывность, упорядоченность, организованность и структура. Функциональный подход описывает структурные единицы почвенно-географического пространства с учетом их динамических свойств, главным образом, связанных с процессами энерго- и массообмена.

Выделение структурных компонентов почвенно-географического пространства проводилось на основе сопряженного анализа индивидуальных геоморфологических единиц фиксируемых на ландшафтно-типологических картах и индикационного дешифрирования обособленных по закономерной композиции структурных элементов объективно отражающихся на космических снимках [6]. Характер функциональных связей, которые в пределах геосистем выражены в виде потоков вещества и энергии рассмотрен на примере биологической продуктивности растительного покрова и температурного режима почв тундрово-степного комплекса.

Растительный покров и биологическая продуктивность. Растительный покров в структуре ландшафтно-экологических связей геосистем занимает центральное место, так как является интегральным показателем функционирования экосистем, индикатором пространственной организации ландшафта и служит основой для создания тематических слоев почвенного и растительного покрова по данным индикационного дешифрирования космических снимков. Закономерности формирования продуктивности, установленные для основных типов фитоценозов сухих степей, так же характерны для показателей структуры и запасов фракций фитомассы и мортмассы ключевых участков тундрово-степных комплексов. В структуре растительного вещества значительную часть составляют подземная фитомасса и мортмассы, а по запасам общей живой фитомассы и мортмассы они довольно близки (табл. 1).

Таблица 1. Запасы и структура растительного вещества тундрово-степного комплекса северного макросклона горного массива Монгун-Тайга

Фракции растительного вещества	Вес сухого вещества, г	Запас сухого вещества, г/м ²	Запас сухого вещества, % от общего запаса
Зеленая фитомасса (G)	41,6	260,2	2,2
Многолетняя живая фитомасса (мн)	8,7	54,3	0,5
Надземная мортмасса (D+L)	36,3	226,8	1,9
Корни (R)	13,3	1327,2	10,9
Всего корневищ	0,1	6,3	0,1
Всего узлов кущения	1,7	168,3	1,4
Живая подземная	15,1	1501,8	12,4
Мортмасса подземная (V)	19,5	1951,3	16,1
Общая живая фитомасса	65,3	6533,2	53,9
Общая мортмасса	55,8	5580,1	46,1
Общее растительное вещество	121,1	12113,2	100

Общая характеристика температурного режима почв тундрово-степных комплексов. Наблюдения за температурой воздуха и температурой основных типов почв тундрово-степных комплексов были организованы с использованием автономного регистратора температуры “Thermochron DS-1921”. Датчики были запрограммированы на 4 часовой интервал измерений. Температура воздуха фиксировалась на высоте 2,5 м от поверхности почвы, в условиях, исключающих прямое радиационное воздействие. Общий массив полученных данных составляет более 30000 единиц определений, которые были использованы для выявления общих закономерностей температурного режима на основе обобщенных (средних) значений температур и расчета теоретически обоснованных интегральных количественных характеристик температурного режима, отображающих интенсивность процессов почвенного энерго- и массообмена (рис. 1).

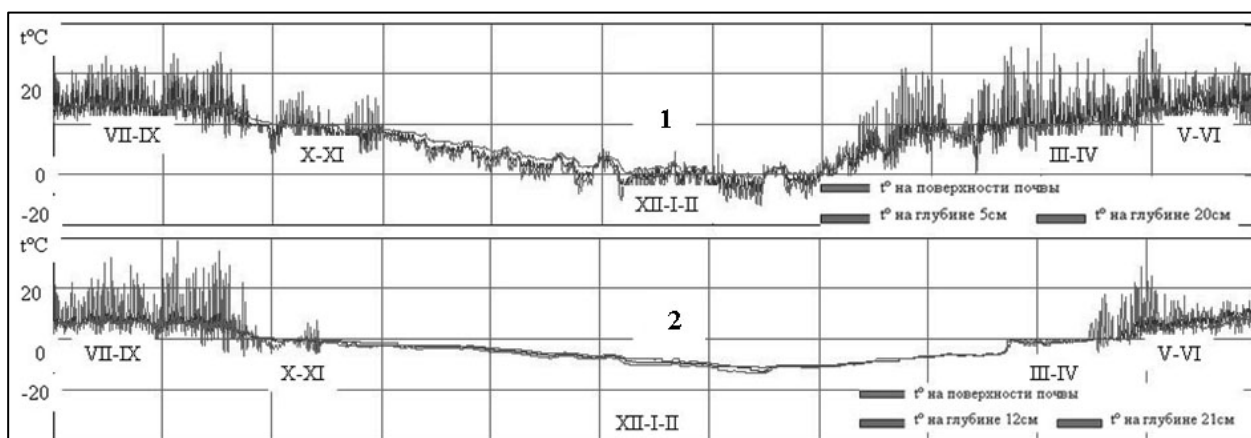


Рис. 1. Годовой ход температуры воздуха и почв тундрово-степных комплексов северного макросклона горного массива Монгун-Тайга: 1 – почвы степного и 2 – почвы тундрового типов почвообразования.

В результате анализа годового хода температур были выявлены значительные отличия, годовой, сезонной и суточной динамики температурного режима почв тундрово-степного комплекса. Качественное различие почвенного климата горно-степных и горно-тундровых почв так же было установлено на основе данных расчета суммы положительных и отрицательных температур в почвенном профиле, годовых и сезонных амплитуд температур, значений максимальных и минимальных температур на разных глубинах профиля, скорости промерзания и оттаивания. В качестве критериев для выделения типов структур почвенного покрова могут использоваться значения среднегодовых температур, суммы годовых и сезонных положительных и отрицательных температур, показатели динамики промерзания-оттаивания и уровень теплообеспеченности периода биологической активности в качестве критерия экологической оценки условий почвообразования.

Литература

1. Горный массив Монгун-Тайга. СПб.: Изд-во Арт-Экспресс, 2012. 310 с.
2. Москаленко И.Г., Селивестров Ю.П., Чистяков К.В. Горный массив Монгун-Тайга (Внутренняя Азия). Опыт эколого-географической характеристики. СПб.: Изд-во РГО, 1993. 94 с.
3. Фридланд В.М. Структура почвенного покрова.- М.: Мысль, 1972. 423 с.

4. Гвоздецкий Н.А. Некоторые соображения о возможных путях развития системных исследований в физической географии // Системные исследования природы: Вопросы географии. М.: Мысль, 1977. Вып. 4. С. 61-67.
5. Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1978. 320 с.
6. Кудряшова С.Я., Курбатская С.С., Миронычева-Токарева Н.П., Самдан А.М., Чумбаев А.С. Чичулин А.В., Курбатская С.Г., Миллер Г.Ф., Безбородова А.Н. Тундрово-степные катены горного массива Монгун-Тайга: актуальные вопросы эколого-географического анализа. Материалы XII Убсунурского Международного симпозиума “Экосистемы Центральной Азии: исследования, сохранение, рациональное использование”. Ховд, 2014. С.253-257.

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ КОТЛОВИНЫ ОЗЕРА НЕРО В СВЕТЕ СОВРЕМЕННОГО ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ

Лефлат О.Н.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
onl38@mail.ru*

Озеро Неро расположено на территории Средней полосы европейской России, в которую входят области Московская, Ярославская, Костромская, Тверская. Естественноисторические границы территории обусловлены границами московского и валдайского оледенений, западные и восточные границы соответствуют границам бассейна Волги. В морфоструктурном отношении это пространство представляет собой эрозионно-тектоническую равнину на слабо деформированной верхнемезозойской аккумулятивной поверхности выравнивания [3]. Рельеф территории представлен эрозионно-моренными расчленёнными возвышенными равнинами с участками ледниково-холмистого рельефа, значительно переработанного эрозией, и озёрно-ледниковыми низменными равнинами области московского оледенения.

Центр и северо-запад Европейской России богат озёрами, однако, к юго-востоку от Валдайской возвышенности за пределами геоморфологически выраженной границы валдайского оледенения, т.е. на рассматриваемой территории, число озёр резко уменьшается. Морфология озёрных ванн довольно разнообразна и зависит от их происхождения. По генезису выделяют озёра ледниковые, пойменные и карстовые, вероятно, в образовании последних участвовали и термокарстовые процессы. Однако, характерные черты озёр различного генезиса, особенно ледниковых, изменены последующими природными процессами, поскольку эта территория оставлена ледником 150 тыс. лет назад, а в валдайское время здесь господствовали перигляциальные условия. Преобразование связано в основном с заполнением котловин озёрными осадками, зарастанием и заболачиванием. Для морфологии озёр характерно преобладание небольших глубин в наиболее крупных озёрах (Галичское, Неро, Чухломское – до 5 м). В палеолимнологическом отношении озёра центра Средней полосы изучены неравномерно. Наиболее полно как по комплексу методов, так и по временному диапазону изучено озеро Неро Ярославской области. Оно было принято за эталонный водоём, в осадках которого

наиболее полно запечатлелась геологическая история района за последние 150 тыс. лет [1].

Ростовская котловина, в южной части которой находится озеро Неро, в современных очертаниях представляет собой гляциодепрессию, окруженную конечно-моренными образованиями одной из стадий московского оледенения. В Ярославском Поволжье Неро – самое большое озеро. Площадь его 51,7 км², абсолютная высота уреза 93 м. За время существования озёрного водоёма накопилась 100-метровая толща среднелейстоценовых, позднеплейстоценовых и голоценовых осадков.

Отложения среднего плейстоцена (*позднемосковские*) являются своеобразным «фундаментом», водупором Ростовской котловины; они представлены ленточными глинами, которые залегают на московской морене и выстилают всёмнище котловины. Аналитические данные свидетельствуют о суровых климатических условиях (растительность тундрового и лесотундрового облика) и высоком стоянии уровня озера. Это был обширный олиготрофный водоём. В течение деградации московского ледника и продолжительного межледниковья позднего плейстоцена на поверхности Ростовской котловины формировались многочисленные водные объекты. В центральной и южной части котловины сосредоточились талые ледниковые воды и образовалось озеро Неро [1].

Озёрные осадки позднего плейстоцена представлены отложениями микулинского и валдайского времени.

В *микулинское* время накопилась толща мощностью 7 м, снизу вверх – глины, мергели, суглинки. Данные комплексного анализа указывают на то, что озеро Неро в течение всего межледниковья было проточным водоёмом с уровнем, близким к современному, т.е. намного ниже позднемосковского уровня. На протяжении межледниковья менялись окружающие озеро ландшафты. Горизонт мергелей сформировался во время термического оптимума. В окрестностях озера были распространены широколиственные и хвойно-широколиственные леса. Сам водоём был тёплым и хорошо прогреваемым, с умеренно-тепловодными планктонными и литоральными видами диатомей (эвтрофный). В конце микулинского времени (время формирования суглинков) озеро становится водоёмом переходного типа, появились холодноводные формы: возросла глубина, понизилась температура воды.

В *валдайское* время формируются отложения, слагающие террасы озера Неро (абс. отм. 95-110 м), представленные песками, в пониженных частях котловины – суглинками и глинами; общая мощность их – более 50 м. Они расчленяются на ранне-, средне- и поздневалдайские. Спорово-пыльцевой и диатомовый анализы позволяют говорить о неоднократных колебаниях климата, которые отразились в колебаниях уровня озера. Одно из значительных обмелений соответствует среднему валдаю (брянскому межстадиалу). Сменяющее его похолодание привело к увеличению глубины озера. Поздневалдайские отложения представляют собой переслаивание тонкозернистых песков, суглинков, глин. В окрестностях озера распространены редкостойные берёзовые и сосновые леса, широко представлены кустарниковые ассоциации с участием эфедры. Край валдайского ледника в максимуме распространения располагался в 200-250 км к северу от исследуемого района: озеро у края ледника, не вскрывалось ото льда. Озёрный режим восстановился в период деградации валдайского ледника, уровень озера повысился до 103-105 м. Частая смена

литологии осадков говорит о неоднократной смене режима озера в период отступления валдайского ледника [2].

В голоцене колебания уровня озера Неро по-прежнему отражают климатические изменения. В *аллерёде* озеро значительно мелеет, на берегах его появляются леса с елью; в *позднем дриасе* площадь лесов уменьшается, снова (в последний раз) распространяются ландшафты перигляциального облика: сочетание тундровых ерниковых зарослей, степных полынно-маревых ассоциаций и лесных сообществ. Голоцена (*пребореальный и бореальный периоды*) характеризуются как этап постепенного потепления климата. В озере за это время накапливается более чем 10-метровая толща темно-серых и серых карбонатных глин, обедненных органическим веществом. Диатомовая флора отличается небогатым составом. В пребореале озеро представляло собой холодный глубокий водоём (глубина около 20 м) олиготрофного типа. В бореальное время состав диатомовой флоры меняется: появляются умеренные и умеренно-теплолюбивые виды, во второй половине бореала начинают господствовать сине-зеленые водоросли, а среди моллюсков-литоральные виды. Все это указывает на обмеление. Озеро на этом этапе представляет собой водоем мезозтрофного типа, преобладающие глубины порядка 10 м. Претерпевают изменения и окружающие озеро ландшафты. В пребореале в его окрестностях произрастали в основном березовые леса, а ко второй половине бореала в лесах появляются широколиственные породы. В *атлантическое время* (термический оптимум голоцена) в озере Неро накапливались карбонатные сапропели (CaCO_3 до 83%) мощностью до 7 м. Это был типичный эвтрофный водоем. В первую половину уровень его довольно высок, вероятно, выше современного. Во вторую, особенно, в конце, уровень значительно падает. В диатомовом комплексе второй половины атлантики возрастает роль бентических видов; среди планктонных преобладают диатомеи, обильно развивающиеся в теплых водоемах с небольшими глубинами. Именно к этому времени относится образование острова Рождественского и осушение голоценовой террасы озера Неро. В условиях теплого и влажного климата оптимума голоцена по берегам озер получили распространение широколиственные и хвойно-широколиственные леса. В *суббореальное время* в озере начали накапливаться торфянистые сапропели с высоким содержанием Сорг.(20%), отсутствием CaCO_3 и появлением закисных форм железа (пирит). Господствовали восстановительные условия осадконакопления. В *субатлантическое время* продолжается седиментация торфянистых сапропелей. Физико-химический и гидробиологический режим озера мало отличается от предыдущего этапа и близок к современному. Это эвтрофный сильно заросший водоем с пышно развитой водной растительностью, обильным фито и зоопланктоном (4)

В настоящее время озеро Неро – проточный водоем, принимающий более 20 притоков среди которых наиболее крупный – р. Сара и р. Ишня; из озера вытекает р. Векса Ростовская. Преобладающие глубины в озере – менее 1.0 м, максимальная глубина –4,0 м. Вода озера сравнительно слабо окрашена гумусными соединениями, наиболее типичный цветовой фон желтовато-зеленый. По химическому составу воды озера Неро в целом относятся к пресным со средней относительно повышенной минерализацией: колебания суммы ионов во времени и по акватории от 277 до 1310 мг/л. Повышенные значения минерализации воды азональны и связаны с засолением грунтовых вод и присутствием на территории котловины «усольев» – почв-солонцов. Дно озера покрыто мощным слоем сапропеля.

Ростовская котловина, как и вся территория Ярославской области, хорошо освоена. Освоение её восходит к появлению здесь человека- носителя неолитических культур. Хозяйственная деятельность с давних времён представлена отраслями, связанными с водными и лесными ресурсами. Энергетические ресурсы – торфяные залежи. Особый сельскохозяйственный ресурс – сапропелевые илы. Ресурсы исследуемого района напрямую связаны с его позднплейстоценовой историей. Основные природные свойства района – рельеф и геологическое строение территории – сформировались под влиянием недавних климатических событий – двух оледенений: прямым воздействием московского ледника и косвенным валдайского самого холодного оледенения.

Литература

1. Алёшинская З.В., Гунова В.С., Лефлат О.Н. История озёр Центрального региона Русской равнины// История озёр Восточно-Европейской равнины. СПб:Наука, 1992. С.168-182 .
2. Алёшинская З.В., Гунова В.С. Плейстоценовые озёра Ростовской котловины и её окрестностей// История плейстоценовых озёр Восточно-Европейской равнины. СПб: Наука, 1998. С. 345-354.
3. Асеев А.А. Четвертичные отложения и морфоструктура //Средняя полоса Европейской части СССР. М.: Наука, 1967. С. 43-55.
4. Гунова В.С., Лефлат О.Н. Четвертичные отложения и палеогеография озера Неро. // Тр. Семинара «Экологические проблемы оз. Неро и городских водных объектов. М., 2002. С. 17-29.

ОСОБЕННОСТИ МОРФОГЕНЕЗА В ПРЕДЕЛАХ ВОЛГОГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ (ОТ БРОНЗОВОГО ВЕКА ДО КОНЦА XIV В.)

Мелихова Е.В.

*Волгоградский государственный социально-педагогический университет,
melisa82@mail.ru*

Территория Волгоградской области была освоена достаточно давно. Наш регион несет следы существования стоянок палеолитического возраста (долина р. Сухая Мечетка, п. Челюскинец); погребений скифо-сарматского, или даже бронзового века. Эти сооружения можно отнести к первым антропогенным формам рельефа.

Курганы на этой территории широко распространены, они представляют собой округлую или овальную насыпь, сильно расплывшуюся и имеющую нечеткие очертания. Морфометрические характеристики холмов сильно варьируют: их диаметр может достигать 50 м, в то время как высота не превышает 1-2 м. Курган часто содержит несколько погребений, которые могут относиться к разным временным отрезкам. Возможно, что сами курганы создавались еще во времена бронзового века (3-4 тыс. лет назад), а захоронения сарматов и скифов, чьим временем существования обычно определяют возраст этих сооружений, были сделаны позже в уже созданное погребение [8]. Все курганы приближены к рекам, и обычно располагаются на частных водоразделах. Их плотность возрастает по направлению на юг, поэтому данные формы особенно

характерны для северной части Ергенинской возвышенности, что объясняется историческим фактором.

Со временем нагрузка возрастала, это проявлялось в появлении крупных поселений, к которым можно отнести золотоордынские городища. На рассматриваемой территории существовало несколько поселений, нами были проанализированы несколько крупных городов того времени: Водянское, Мечётное и Царевское городища.

Водянское городище часто отождествляется с Бельджаменом, описание которого встречается в исторических хрониках, в русских летописях он упоминается как город Бездеж [2], европейские картографы отмечают на данном месте населенный пункт «Берчимам» или «Белчиман» [3]. В настоящее время оно располагается в 2 км севернее г. Дубовки. Существовало предположительно с 1317 г., или даже с начала 20-х гг. XIV в., до 1395 г. когда город был разрушен армией Тимура. Считается, что первыми поселенцами здесь были плененные русские, которые осуществляли переправу через Волгу и были заняты постройкой города. После 1395 г. жизнь на этой территории продолжилась, но не в таких масштабах, как прежде [2, 8]. Площадь поселения составляла около 500 тыс. кв. м.

В настоящее время при размещении и расширении городов практически не обращается внимания на особенности рельефа – происходит повсеместное его изменение для комфорта проживания (засыпание оврагов, подрезка склонов, уничтожение возвышенностей и т.д.). Для размещения древних городищ рельеф был основополагающим фактором. Так, Водянское городище было защищено естественными преградами с трех сторон: на востоке располагалась Волга, на западе и севере – глубокие овраги. В Мечётном городище не выявлено искусственных оборонительных сооружений, по-видимому, использовались естественные преграды (долина р. Сухая Мечетка, балка Забазная, долина р. Волга).

Для анализа инспирированных геоморфологических процессов вследствие создания этих городищ были проанализированы характер построек и деятельности населения, крупные формы рельефа, созданные в этот период.

Для строительства городов использовались обожженные кирпичи, изготавливаемые на месте. Причем кирпичи отличались хорошим качеством в результате чего, в последующем развалины золотоордынских городов использовались как каменоломни, откуда строительный материал перевозился в Царицын, Дубовку, Астрахань и др. Также для сооружений использовалось дерево. Средние размеры здания достигали 9×7 м, толщина стен составляла 0,6-0,8 м [5]. В городищах отмечались крупные общественные здания – баня; мечеть, площадь которой была 900 кв. м, с минаретом (площадь – 5,0×4,2 м); мавзолеи; мастерские [2, 8]. В зданиях отмечаются системы отопления [7]. В пределах города также проживало русское население. Находки, свидетельствующие о присутствии русских, были сделаны в жилищах наподобие полуземлянок или каркасных сооружениях с глинобитными и плетневыми стенами. На месте раскопок отмечается прокаленный грунт – следы домовых печей. Мощность прокаленного грунта – 10-12 см. Также был обнаружен горн, назначение которого, скорее всего, объясняется металлургическим производством [6].

Существование таких разнообразных сооружений могло приводить к уплотнению грунтов, изменению их химического состава вследствие работы мастерских, активизации эрозионных процессов, изменению гидрологического режима территории.

Судя по количеству и концентрации захоронений, можно сделать вывод о численности жителей в русском поселке, которое могло достигать несколько сот человек [6].

При археологических раскопках обнаружено большое количество костей домашних животных: крупного и мелкого рогатого скота, лошади, свиньи, верблюда, птицы, рыбы [5, 6]. Практически не обнаружено земледельческих орудий, что свидетельствует о возможно незначительном развитии растениеводства и преобладании в структуре хозяйства животноводства. Выпас скота на данной территории мог способствовать деградации растительности и почвенного покрова, что, в свою очередь, влияло на развитие эрозионных процессов. Особенно это проявляется в аридных условиях, хотя существуют данные, что во время существования данного поселения климат был более гумидным, чем в настоящее время.

Для нормального функционирования города создавались дороги, были найдены остатки водопровода, что также могло провоцировать изменение таких экзогенных процессов, как эрозия, оползнеобразование, уплотнение грунтов и т.д.

Место для строительства этих городищ выбрано неслучайно. Они функционировали как пункты переволоки судов из Дона в Волгу, а также для организации переправы через Волгу. Вследствие чего также проявлялись инспирированные процессы, связанные с этой хозяйственной деятельностью – нарушение почвенного покрова, появление новых микроскульптурных форм (борозд) и т.д.

Одним из крупнейших антропогенных сооружений у Водянского городища является ров и вал, созданные на южной оконечности города предположительно в 1460-1470-е гг. На настоящий момент высота вала составляет менее 1,5 м, глубина рва – 1 м, ширина – около 6 м, длина вала – 450 м; вероятно, что первоначальная высота от дна рва до вершины вала достигала не менее 3 м [2, 8]. Некоторые из исследователей предполагают наличие двух валов [2]. Создание таких крупных отрицательных и положительных форм рельефа ведет к изменению эрозионных процессов, характера обводненности территории.

У северной и южной границ города обнаружены кладбища. Нарушение целостности грунтов также могло приводить к нежелательным геоморфологическим последствиям.

Мечётное городище (возможное название Тортанллы [4]) менее изучено, в настоящее время оно располагается в пределах Волгограда и его большая площадь занята современными постройками. Что объясняет плохую сохранность культурного слоя. Его площадь примерно 50 га [4]. Поселение существовало с конца XIII в. до конца XIV в. Из построек здесь также отмечаются жилые сооружения с деревянными стенами. В то время была развита система отопления в виде канов, отмечается наличие водопроводных труб, находятся литейные формы. Такие находки свидетельствуют о наличии мастерских и возможном термическом воздействии на почвогрунты. В центре города располагались крупные сооружения – мечеть, караван-сарай. Последний представлял собой прямоугольное сооружение с большим количеством отделений.

На северо-востоке на расстоянии 1 км от поселения находилось кладбище, к западу от него располагается могильник, где в прошлом были возведены курганы и мавзолеи.

Наиболее крупное городище золотоордынского периода на территории нашего региона – Царёвское. Оно часто отождествляется с таким названиями, приводимыми в

летописях, как Сарай-ал-Джедид, Сарай-Берке, Гюлистан. Его площадь достигает 160 га. Город находится в Ленинском районе Волгоградской области. Начал формироваться несколько позднее, чем описанные выше поселения – не ранее 40-х гг. XIV в., уничтожен также в результате похода Тимура в 1395 г. [1].

Здесь отмечается большее разнообразие антропогенных сооружений – наземные дома, землянки, крупные усадебные комплексы, юртообразные строения, ремесленные мастерские. Встречаются следы создания арыков и искусственных водоемов [1]. Такие объекты могли способствовать изменению степени проявления эрозионных и склоновых процессов, влияли на гидрологические особенности территории.

На северо-западе и юго-востоке городища были созданы оборонительные сооружения – вал и ров. В настоящее время они практически полностью сnivelированы.

То есть с течением времени на морфогенез территории все больше влияла хозяйственная деятельность человека. Если первые сооружения воздействовали опосредованно на эрозионные процессы, вызывали уплотнение грунтов, то появление поселений отличались более разнообразным спектром инспирированных геоморфологических процессов, а также стало проявляться прямое изменение рельефа. Можно сделать вывод, что на территории, занятой городищами во время их функционирования, могли проявляться такие инспирированные экзогенные процессы, как уплотнение грунтов в результате созданий крупных построек; изменение их химического и механического состава вследствие деятельности мастерских, застройки и сооружений укрепительных валов; изменение степени проявления эрозионных процессов (существования водопровода, искусственных гидрологических объектов, оборонительных сооружений); перемещение грунтов (создание рва и вала); выравнивание рельефа (создание дорог, действие переволоки, строительство). То есть многие инспирированные экзогенные процессы по характеру проявления схожи с косвенными процессами в современном градостроительстве, отличие состоит в их меньшем объеме, разнообразии, площади проявления, а также продолжительности воздействия.

Литература

1. *Блохин В.Г., Мыськов Е.П. Царев* // Археологическая энциклопедия Волгоградской области. Волгоград: Изд-во ВолГУ, 2009. с. 280-281.
2. *Ильина О.А.* Водянское городище – золотоордынский Бельджамен – русский Бездеж? // <http://www.science-education.ru>; свободный; язык русский.
3. *Ильина О.А.* Бельджамен // Археологическая энциклопедия Волгоградской области. Волгоград: Изд-во ВолГУ, 2009. с. 30-31.
4. *Ильина О.А.* Мечетное городище // Археологическая энциклопедия Волгоградской области. Волгоград: Изд-во ВолГУ, 2009. с. 155.
5. *Лапшин А.С., Мыськов Е.П.* Исследования на Водянском городище в 2009-2010. г. Волгоград: ООО «Царицынская полиграфическая компания», 2011. 174 с.
6. *Лапшин А.С., Мыськов Е.П.* Исследования на Водянском городище в 2011-2012 гг. Волгоград: Изд-во «Перо», 2013. 216 с.
7. *Мыськов Е.П.* Водянское городище // Археологическая энциклопедия Волгоградской области. Волгоград: Изд-во ВолГУ, 2009. с. 49-50.
8. *Скрипкин А.С.* История Волгоградского края от каменного века до Золотой Орды. Волгоград: Издатель, 2008. 208 с.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМУ ЗОНИРОВАНИЮ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО СЕКТОРА АРКТИКИ (ПРОЕКТ И ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)

Мясников Е.А.

ФГБУН Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, primcoast@mail.ru

Эколого-геоморфологическое зонирование Дальневосточного сектора Арктики (ДВСА), как составная часть комплексного географического анализа устойчивого развития геосистем, актуально в связи с возрастающим интересом к освоению минерально-сырьевых и территориальных ресурсов, а также отставанием в решении соответствующих вопросов не только перед другими арктическими государствами, но и Европейской частью РФ.

В основе эколого-геоморфологического исследования, по нашему мнению, должен лежать геодинамический подход. Распространено мнение, что геодинамическая опасность – это степень сейсмичности, которую наиболее целесообразно определять по геолого-геофизическим данным о строении территории, историческим свидетельствам о землетрясениях и инструментальным измерениям. Карты сейсмического районирования обычно составляются по факту – самому сильному сейсмическому событию, без расчета его силы, максимально возможной для конкретного места. Мелкий масштаб карт сейсмического районирования отражает только общее состояние знаний о сейсмичности территории. Информативность соответствующих карт уменьшается для таких территорий, как ДВСА, где инструментальные измерения малочисленны, документированная история охватывает короткий временной период, а сейсмогеологические данные редки и неравномерны [1,6].

Специализированные геоморфологические исследования для целей сейсмического районирования преимущественно направлены на поиск палеосейсмических дислокаций и их интерпретацию с целью оценки силы прошлых сейсмических событий. Реже они используются для указания мест и прогноза интенсивности возможных разрушений геоморфологического характера [3-5]. Районирование территории только по экзогенным геоморфологическим процессам (тоже слабо изученным в ДВСА) не конкретизирует причин и возможности их возникновения, в том числе и при землетрясениях. Степень освоенности территории и возможные разрушения при антропогенезе практически не берутся во внимание и не показываются на картах сейсмического районирования [6].

Необходим комплексный системный подход, когда геодинамическая опасность рассматривается, с одной стороны, как производная от нескольких основных факторов, а с другой – как составная часть (подсистема) суммарной опасности на конкретной территории в конкретной природно-территориальной системе.

Более корректное, а в ряде случаев и более эффективное определение геодинамической опасности возможно, если построения ведутся на морфотектонической основе. Базовыми для таких построений являются морфоструктурные карты различной степени детальности. Оригинальность методики морфоструктурного картографирования заключается в выявлении неразрывной связи между вещественными комплексами, их вещественно-структурной организацией и формой выражения в современном рельефе Земли. При выявлении и изучении морфоструктур и их картографировании

осуществляется синтез данных о геологическом, глубинном, тектоническом, геоморфологическом, инженерно-геологическом, гидрогеологическом строении территории, современных процессах экзо- и эндодинамики, а также других физико-географических процессах и явлениях. На морфоструктурных картах приводится интегральная оценка результатов совместного действия основных эндогенных и экзогенных процессов.

Геодинамическая опасность имеет три составляющие: эндодинамическую (сейсмичность и вулканизм), экзодинамическую (ЭГП), технодинамическую (антропогенную). Они проявляются через соответствующие события. Эндодинамическая опасность определяется глубинным геологическим строением территории, ее современной геодинамикой и реализуется через сейсмические события различной интенсивности. Экзодинамическая опасность в рассматриваемом аспекте является результатом эндодинамических событий, проявляющихся на поверхности Земли и изменяющих ее облик. Технодинамические события различной степени влияют на ход и интенсивность экзогенных процессов, т.е. обладают способностью изменять экзодинамическую активность. Известны примеры их воздействия и на эндодинамическую активность. Таким образом, целесообразно рассматривать систему взаимосвязанных и взаимообусловленных событий и их следствий, которые представляют опасность для жизнедеятельности человека и сооружений. Если акцентировать внимание именно на синергетическом аспекте взаимодействия, можно корректно вести речь о проявлении геодинамической опасности.

Оценка экзодинамической опасности базируется на данных о бывших и возможных экзогенных процессах и явлениях, их видах и интенсивности, местах проявления и комбинациях. Они экспертно ранжированы нами с учетом их последовательности. Каждому событию присваивался соответствующий условный балл по относительному месту в ряду возможных событий. Шкала оценки опасности экзогенного характера является пока относительной.

Первые результаты (2014 г.) касаются преимущественно эндодинамических вопросов: 1 – влияние многолетнемерзлых пород (ММП) на проявление сейсмичности ДВСА, 2 – морфогенетическая и морфотектоническая тенденция современных разломно-блоковых движений, 3 – обзор типовых геодинамических режимов известных сейсмических поясов и зон ДВСА на морфоструктурной основе.

Согласно СН и П, нормативная балльность, указанная на любых картах и схемах сейсмического районирования ОСР-97-(А,В,С) и др., относится к «средним» талым и мерзлым грунтам. Однако она может существенно изменяться в зависимости от физико-географических и инженерно-геологических условий ДВСА. Особенно это резко сказывается в условиях ММП, где нормативная балльность может изменяться на 1-3 балла. Данными вопросами детально занимались сотрудники института Земной коры СО РАН под руководством В.П. Солоненко. В частности, для уточнения общей оценки сейсмичности территории они выделяют следующие грунты: 1 – твердомерзлые, по сейсмическим свойствам близкие к скальным грунтам; 2 – пластичномерзлые; 3 – псевдоталые и сыпучемерзлые, по сейсмическим свойствам близкие к талым грунтам.

По характеру проявления ММП выделено 5 ее типов: 1 – отдельные острова мерзлоты (строительство без протаивания мерзлоты не рекомендуется); 2 – островная мерзлота, где большая часть территории сложена псевдоталыми и пластичномерзлыми

грунтами (сейсмическая опасность может повышаться на 1-3 балла); 3 – мерзлота с островами таликов, где грунты всех трех типов, велика вероятность резонансных и кумулятивных явлений (нормативная балльность может изменяться от 1 до 3 и более); 4 – сплошная мерзлота преимущественно с твердомерзлыми грунтами (возможно снижение балльности на 1-2 балла); 5 – мерзлота двухслойная, где верхний слой – современная мерзлота любого из выше перечисленных типов, а также слой глубоко погребенной мерзлоты, которые обычно разделены слоем талых грунтов мощностью до сотен метров (может быть резкое искажение изосейсмального поля в широких пределах).

Все перечисленные типы ММП имеют широкое площадное распространение на ДВСА, что и должно учитываться при ОСР и освоении территории.

Морфогенетическая типизация морфоструктур [2], а также морфотектоническая характеристика разломно-блоковых морфоструктур ДВСА позволила выявить периоды их активного развития и современную сейсмическую и вулканическую опасность, что уточняет региональные модели сейсмического районирования ДВСА. Одним из основных выводов является глубокая унаследованность разломного каркаса региональных морфоструктур ДВСА с мезозоя до кайнозоя, вплоть до настоящего времени. Это позволяет считать их потенциально сейсмоопасными даже при отсутствии инструментальных сейсмостатистических данных. При этом совокупность геолого-геофизических, сейсмогеологических, морфотектонических, физико-географических и инженерно-геологических характеристик ДВСА позволило уточнить геодинамическую модель регионального и локального ранга.

Работа выполнена при поддержке гранта Проект 44 П.

Литература

1. Геодинамические модели сейсмических поясов Якутии. Препринт / Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Гриненко О.В. и др. Якутск: изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1987. 48 с.
2. Мясников Е.А., Худяков Г.И. Типы и эндодинамика морфоструктур северо-востока Азии // География и природные ресурсы №2, 2010, С.19-26.
3. Олейников А.В., Олейников Н.А. Палеосейсмогеология. Владивосток: Дальнаука, 2009. 164 с.
4. СНИП II-7-81 «Строительство в сейсмических районах». М: Госстрой России, 2004.
5. Тащи С.М., Мясников Е.А. Геолого-геоморфологические системы территории агломерации Владивосток – Артем. Владивосток: Изд-во ДВГТУ, 2003. 181 с.
6. Сейсмические опасности. Тематический том. / Под ред. Г.А. Соболева. М.: Издательская фирма «КРУК», 2000. 296 с.

АНТРОПОГЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ РЕЛЬЕФА НОВОЙ МОСКВЫ (НА ПРИМЕРЕ БАССЕЙНОВ РЕК СТРАДАНИ И ЖИЛЕТОВКИ)

Обыденная Е.П.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
lizsemenkova@mail.ru*

Проблема трансформации природной среды в целом и рельефа в частности в процессе освоения и использования человеком является одной из наиболее актуальных в сфере антропогенной и городской геоморфологии. И, несмотря на то, что это направление достаточно молодое (активное развитие началось во второй половине – конце XX века), оно является одним из наиболее популярных. Потребность в изучении свойств рельефа и оценки их изменений под влиянием человеческой деятельности обусловлена необходимостью понимать, какие последствия может иметь эта деятельность, их особенности, степень обратимости и характер обратного воздействия, оказываемого на человека, его условия жизни.

Большой вклад в развитие этого направления внесли Э.А. Лихачёва, Д.А. Тимофеев, Ю.Г. Симонов, Г.Л. Кофф, Е.М. Сергеев, В.П. Палиенко, Э.Т. Палиенко, В.А. Кривцов, и др. Плодотворно работают в рамках данной темы А.В. Водорезов, Н.В. Аникина и др. Вместе с тем, до сих пор не устоялась методика оценки антропогенной трансформации рельефа и, соответственно, применяемых при этом критериев. Данное исследование являет собой попытку уточнения и апробации такого рода методики на примере Новой Москвы.

Новой Москвой называют территорию, присоединённую к г. Москве в 2012 г. преимущественно с юго-запада. Для неё характерна относительно низкая степень освоенности и заселённости на фоне Московского столичного региона – самого густо населённого во всей нашей стране, крупнейшей по площади. Наибольшие площади в настоящее время занимают здесь с/х угодья (пашни, сенокосы) и леса. Большая часть населения, проживающего на территории Новой Москвы, сосредоточена недалеко от МКАД.

Для изучения антропогенной трансформации рельефа этой территории были выбраны бассейны двух малых рек: Страдани и Жилетовки. Эти территории характеризуются разной степенью освоенности и трансформированности. Для бассейна Страдани характерно селитебное и, в меньшей степени, с/х использование, а для бассейна Жилетовки – освоенные (селитебные и с/х) земли в низовьях и залесённые и практически не используемые – остальные. Таким образом, первый из них был принят за эталон бассейна с сильно антропогенно трансформированным рельефом, а второй – наименее трансформированного. И, т.к. их размеры сопоставимы, то сравнение представляется корректным.

Оценка антропогенной трансформации рельефа выбранных территорий производилась за ограниченный промежуток времени – за последние примерно 50 лет. Такой выбор временных рамок объясняется тем, что в это время происходило интенсивное освоение этих участков.

Было выделено несколько критериев антропогенной трансформации рельефа:

1. Доля площади, занятая антропогенными формами рельефа.

2. Доля площади активного антропогенного освоения (селитебные территории, пашня, линейные инженерные сооружения, предприятия горнодобывающей промышленности – карьеры и т.п.).
3. Изменения густоты и плотности эрозионного расчленения, площади эрозионных форм (включая речные долины).
4. Изменения состояния заболоченности и состояния водотоков.
5. Увеличение площади опасных и неблагоприятных геоморфологических процессов.

Для сравнения были взяты топографические карты и снимки, отражающие изменение ситуации с середины XX в. до настоящего времени (с учетом современных полевых наблюдений).

Бассейн реки Жилетовка имеет общую площадь 29 км^2 , длину около 9 км и ширину до 5,6 км. Антропогенными формами рельефа занято $3,3 \text{ км}^2$, что составляет 11,4% от общей площади. Доля земель активного освоения существенно больше – почти 25%. Более половины из них в настоящее время занимают селитебные территории и заброшенные с/х угодья, которые составляют 44 и 35% от площади освоенных земель соответственно. Плотность и густота эрозионных форм уменьшается по мере застраивания территории и с уменьшением площадей обрабатываемых земель: в настоящее время эти показатели равны $0,80 \text{ ед/км}^2$ и $0,44 \text{ км/км}^2$ соответственно, а в середине XX в. их значения были $0,75 \text{ ед/км}^2$ и $0,86 \text{ км/км}^2$. Как видим, относительно слабое антропогенное освоение бассейна в лесном массиве препятствовало появлению новых эрозионных форм, но происходил рост существовавших. Из неблагоприятных процессов можно указать подтопление вблизи прудов, связанное с подъёмом уровня грунтовых вод.

Бассейн Страдани имеет почти в 3 раза меньшую площадь – около $10,6 \text{ км}^2$, длину 4,8 км и ширину до 3,2 км. Антропогенные формы рельефа занимают $2,9 \text{ км}^2$, т.е. 27,1% от общей площади. Доля земель активного освоения здесь также намного больше – 50,5% от общей площади. Существенную их часть также занимает селитьба – 47% освоенных земель. Характерно существенное уменьшение густоты и плотности эрозионного расчленения: некоторые притоки и МЭФ были засыпаны или превращены в пруды и сток из них перекрыт. В настоящее время плотность эрозионного расчленения составляет около $0,4 \text{ ед/км}^2$, а густота – $0,66 \text{ км/км}^2$, а в середине XX в. эти показатели были равны $1,1 \text{ ед/км}^2$ и $0,9 \text{ км/км}^2$. В отличие от бассейна Жилетовки, перевод существенной доли площадей в селитебные (включая частичное нивелирование поверхности и засыпку части отрицательных форм) имел следствием довольно существенное уменьшение степени расчлененности (и густоты, и, особенно, плотности, т.е. в первую очередь уничтожаются мелкие МЭФ). Также существенно ухудшилось состояние главного водотока: заиление в низовьях Страдани происходит весьма активно (особенно сильно выражено оно в нижней трети долины), что, вероятно, связано с активным отъёмом воды из реки и питающих её пластов грунтовых вод. В нижнем и среднем течении долины деревья практически полностью вырублены, т.к. по ней проходит высоковольтная линия электропередач. Это способствует заболачиванию дна долины. К опасным и неблагоприятным, кроме указанных заиления и заболачивания, относятся также оползневые процессы, которые имеют место в низовьях долины.

По итогам проведённого анализа было установлено, что, во-первых, изменился основной тип хозяйственного использования: в середине XX в. в составе освоенных территорий абсолютно преобладали с/х угодья, а в настоящее время наибольшую площадь занимает селитьба. Суммарная доля антропогенно изменённых земель в бассейне р. Жилетовки составляет менее 25%, а в бассейне р. Страдани – более 50%, что, отчасти, объясняется более удачным расположением второго с точки зрения транспортной доступности: его пересекают ММК и Калужское шоссе. Однако, несмотря на столь разную степень застроенности территорий, не выявлено существенных различий в мощности культурного слоя, т.к. активное освоение в плане селитьбы началось лишь в конце XX в.

Во-вторых, за это время были существенно трансформированы водотоки в пределах рассматриваемых бассейнов: если в середине XX в. ни в одном из них не было прудов, то в настоящее время в бассейне Жилетовки их насчитывается 11, а в бассейне Страдани – 4. Общая площадь их составляет 0,13 км² (0,45% от площади) и 0,02 км² (0,19% от площади) соответственно. Соответственно, воздействие антропогенного фактора на русло Жилетовки (бассейн которой в целом освоен существенно меньше, чем у Страдани) в форме устройства каскада прудов – заметно превышает таковое для русла Страдани. Очевидно, это обусловлено использованием бассейна Жилетовки, главным образом, в рекреационных целях (наглядный пример характера и интенсивности антропогенного влияния на рельеф в зависимости от функционального назначения земельных угодий).

Для обоих рассматриваемых участков характерно затухание эрозионной деятельности в течение последних двух десятилетий в связи с сокращением площадей обрабатываемых земель и их постепенным зарастанием. Более того, для р. Страдани и её притоков характерны заиление и деградация, связанные, в том числе, с организацией прудов. Примерная доля заросших русел составляет около 20-25% от общей длины.

Одним из распространённых неблагоприятных геоморфологических процессов на рассматриваемых территориях является подтопление и заболачивание, что, отчасти, обусловлено организацией большого количества прудов, которое ведёт к подъёму уровня грунтовых вод в приурезовой части, а также сведением древесной растительности. В низовьях долины р. Страдани также распространены оползневые склоны, но, т.к. вблизи них нет никаких зданий и сооружений, существенной опасности для человека и хозяйственного освоения они в настоящее время не представляют.

Таким образом, можно говорить о весьма высокой степени антропогенной трансформации рельефа и земельных угодий в целом на территории Новой Москвы, – даже в пределах наименее освоенных её участков и с учетом сравнительно недавнего начала активного освоения. 4 из 5 предложенных критериев антропогенной трансформации поверхности подтверждают это достаточно наглядно; в меньшей степени проявилась пока (за полвека) активизация опасных и неблагоприятных геоморфологических процессов (кроме заболачивания), но и здесь потенциально возрастает, например, суффозионная опасность. Заметных изменений мощности культурного слоя за данный срок выявить не удалось.

ВОЗДЕЙСТВИЕ ЧЕЛОВЕКА НА РЕЛЬЕФ АРКТИКИ: ПРОШЛОЕ, НАСТОЯЩЕЕ, БУДУЩЕЕ

Романенко Ф.А.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
faromanenko@mail.ru*

История взаимоотношений человека и рельефа в Арктике уходит в далёкие времена. Выявлены стоянки древних людей в низовьях р. Яны (28-27 тыс.л.н.), на островах Де-Лонга (около 8 тыс.л.н.), следы землянок – на Чукотке, в Корякии, на Ямале, остатки бронзолитейной промышленности (XII в. до н.э.) – на Верхней Пясине и на р. Хете [2, 3]. Древние металлурги использовали медь норильских месторождений и олово Индигирки, подбирая лежавшие на поверхности самородки и отбивая богатые рудой куски породы, приспособливали естественные объекты для своих нужд. Так, убрав глыбовый сейсмоколлювий из пещеры (п-в Рыбачий), они устроили в ней безопасное, хотя и не слишком комфортное (высота пещеры до 1,5 м) жильё.

В 1491 г. на р. Цильме экспедиция В. Болтина (более 240 «рудокопов») обнаружила серебряную, золотую и медную руды на протяжении более 10 вёрст по течению реки, построила завод [1]. В 1618 г. рудознатцы Бертенев и Леонтьев на Печоре копали разведочные каналы глубиной 5-6 сажён (10,8-12 м), их коллеги Г. Загряжский и Беликов в 1626-27 гг. искали серебро на Канином носу, И. Неклюдов в 1660-х гг. – на Новой Земле.

В XVI-XVII вв., направляясь в Мангазею, корабельщики обустроивали волоки, настилая на болотах гати, копая каналы. Брёвна и заплывшие ложбины сохранились в основании полуострова Канина, Кузокоцкого полуострова (Белое море), на Ямальских озёрах.

Первый район массовых проходческих и добычных работ – северо-западное Беломорье, где в XV-XVI вв. появился Чупинский слюдяной промысел. Экспортная светлая слюда мусковит успешно конкурировала со стеклом. Соловецкий монастырь добывал до 1000 пудов слюды (16 тонн) в год. Разведка слюдосодержащих пегматитовых жил в архейских гнейсах не требовала больших затрат, добыча велась в штольнях и в шахтах, самая глубокая (50 м) из которых разрабатывалась более 100 лет (Дедовская шахта). В середине XVIII в. Ф. Прядунов добывал серебро на о. Медвежье в Кандалакшском заливе и нефть – в районе Ухты. На Медвежье сохранились залитые водой стволы 9 шахт глубиной до 65 м, со многими штреками, и отвальные поля площадью сотни кв. метров. Нефти Прядунов добыл 220 тонн – треть всей русской нефти XVIII века, но следов от его промысла не осталось.

В конце XVIII века на Новосибирских островах началась массовая добыча россыпного полезного ископаемого, разработка которого, если не применять гидромониторы, не наносит ущерба природе – мамонтовой кости. С переменным успехом она продолжается до сих пор, охватывая в разные периоды разные площади в зависимости от уровня социально-экономического развития базовых районов – села Казачьего на Яне и нижнеленского Булуна.

В XIX веке графитовые карьеры и шахты построил М.К. Сидоров на р. Курейке и Нижней Тунгуске (Ольго-Васильевский, впоследствии – Ногинский рудник), штольни для добычи меди – купец Сотников на Норильском месторождении.

К концу 1920-х гг. на о. Вайгаче появилась горнорудная промышленность. Кроме полного изменения поверхности при добыче горной массы (карьеры разных видов, отвальные комплексы, терриконы, инженерные сооружения, насыпи и т.д.), в горных районах менялся состав поверхностных и приповерхностных отложений: при складировании пустой породы в отвалы, пылеватых отходов в хвостохранилищах, перебивания их поверхностным и подземным стоком, раздувания ветром. Крупнейшие ареалы антропогенного рельефа – Хибинь, где с 1930 г. разрабатывают крупнейшее месторождение апатитово-нефелиновых руд, Чупинский горный район добычи слюды и кварц-полевошпатного сырья (середина 1920-х гг. – начало XXI в.), Печорская низменность и север Западной Сибири (с 1950-х гг.), Якутия и Чукотка. В Хибинах в буквальном смысле «съедены» участки многих горных массивов, верховья речных долин, ущелья и вершинные поверхности засыпаны отвалами, превращающимися в каменные глетчеры, над горными выработками отседают и рушатся гигантские скальные блоки. В Восточных Хибинах холмисто-западинно-грядовая равнина превратилась после планировки в слабоволнистую, а массовая рубка, сопровождавшаяся пожаром, уничтожила ландшафт у озера Гольцового, создав арену для усиления эрозии.

Наследие разведочных работ 1950-70-х гг. – сети геологических канав, шурфов (Таймыр, Чукотка, Якутия), насыпи брошенных или недостроенных железных дорог (Кольский п-ов, Западная Сибирь), размыв поверхностными водами песчаных отсыпок на многочисленных газо-нефтяных месторождениях, перемещение участков размыва/транзита/аккумуляции при запруживании или спрямлении водотоков, развитие термоэрозии, термокарста, оползней-сплывов, иногда полное уничтожение растительного покрова (Ямал, Гыдан, Тазовский п-ова). Интенсивный рост численности частных домашних оленей на Ямале привёл к столь заметной дигрессии пастбищ, что исчезает не только почвенная и наземная фауна (олень съедает все птичьи гнёзда), но и растительный покров. В результате сильно усилилась дефляция.

На участках освоения рельеф перекрывается техногенными образованиями (нефтепродуктами, буровыми растворами, металлоломом, стройматериалами, бытовым мусором), что характерно также для дачных участков, ставших обычными в Мурманской области, Норильске, Анадыре и других нетрадиционных сельскохозяйственных районах. Строительство подземных хранилищ рыбы и мяса превращают пространства под посёлками или охотничье-рыболовными становищами в сети тоннелей и камер протяжённостью до 5-6 км (например, в Новом Порту, Хатанге), т.е. к возникновению субрельефа (по С.И. Болысову). Лесной промышленности мы обязаны десятками километров берегов, сложенных опилками и замытыми брёвнами (Белое море), которые уже вполне превратились в рыхлые отложения.

Крупнейшее геоморфологическое событие начала XXI в. – освоение Ямала и строительство магистрального трубопровода СРТО (северные районы Тюменской области) – Торжок, которое продолжается более 12 лет, в том числе прокладка подводного перехода через Байдарацкую губу. Окрестности трассы испытали сильное воздействие, которое особенно заметно именно в арктической зоне: меняется рельеф вдоль побережий и, вероятно, дна, потоки наносов в береговой зоне, распределение участков абразии и аккумуляции.

Отвалы – один из самых распространённых типов антропогенного рельефа. Они состоят в основном из крупнообломочных отложений и большей частью приурочены к

долинам рек и ручьёв, ложбинам, котловинам, поэтому разрушаются медленно. Сотни км долин во всех россыпеносных районах Севера (Полярный и Приполярный Урал, юго-западный и юго-восточный Таймыр, о. Большевик, хребет Кулар, горы Чукотки), изменили за XX в. свой облик. Вместо террасового комплекса всю ширину долин занимает расчленённый (глубина расчленения до 30 м), холмисто- или грядово-западинный рельеф. Западины частично заполнены водой и/или выстланы илом – остатками промывки полезного компонента. За 20-30 лет появляются только фрагменты мохово-лишайниковой растительности, и края отвалов разрушаются половодьями или катастрофическими (например, селевыми) процессами.

Такие участки не вернутся к естественному состоянию уже никогда. Но, чем южнее, тем быстрее и полнее они интегрируются в естественные ландшафты, станут их гармоничной частью, отличаясь именно рельефом. Тайга быстро захватит брошенные человеком площади, но рельеф всегда будет выдавать их антропогенную трансформацию. Так, оставленные больше 100 лет назад каменоломни на о. Тулолансаари в Ладожских шхерах, где брали гранит для построек Петербурга, заросли столь же густым лесом, как и сложенная из валунов древняя (XIII век) карельская крепость на соседнем о. Леерисари, которую выдаёт только рельеф.

В ближайших окрестностях посёлков при строительстве плотин, маяков (о.Белый), узкоколейных железных дорог (Марре-Сале), ветродвигателей (о.Визе), молов (Раз-Наволоки, Беломорск, Амбарчик, мыс Каменный) из береговой полосы изымали десятки куб.метров песка или гальки, руками или взрывами копали глубокие котлованы, при строительстве колодцев углубляли болота, для утепления зданий снимали растительный покров. Особенно интенсивно так было в 1940-х гг., когда полярникам предписывалось опираться на местные стройматериалы. Переходы между зданиями перераспределяли снежный покров с образованием высоких сугробов, таяние которых способствовало заболачиванию. Гусеничная техника уничтожала растительный покров, развивались интенсивная термоэрозия (о. Преображения), термокарст и склоновые процессы. В результате окраины многих арктических поселков – антропогенные пустоши, заваленные мусором. Но при снятии нагрузки природные комплексы восстанавливаются всего за несколько десятков лет, в том числе даже микрорельеф. Отвалы недавно закрытой обогатительной фабрики рядом с Малиновой Варакой (Чупинский район) интенсивно зарастают, и через несколько лет их выдаст только лестница плоских площадок с крутыми склонами (бывшие отвалы) и превратившиеся в холмы и бугры производственные здания.

Своеобразный тип воздействия – полная технотурбация деятельного слоя при уборке мусора тяжёлой техникой на полярных архипелагах (Земля Франца-Иосифа, о. Врангеля).

Казалось бы, геологические и геоморфологические последствия с расширением освоения Севера тоже должны увеличиваться. Действительно, во многих районах, особенно Европейского Заполярья и Западной Сибири, последние 30 лет рельеф при обустройстве месторождений полезных ископаемых часто меняется кардинально, ещё чаще – частично, реже – практически не меняется (трубопроводы на сваях). Но тенденция, в целом – к увеличению.

В тоже время на азиатском Севере идёт в основном обратный процесс – «денудация» антропогенного рельефа. Естественным образом разрушаются положительные формы рельефа, в первую очередь строения, насыпи, идёт спуск

водохранилищ с образованием/ преобразованием эрозионных форм (Певек, Красноармейский). В опустевших строениях (в том числе 5-9-этажных домах) находят прибежище птицы и звери. Между глыб дорожной отсыпки живут пуночки и евражки, на столбах и буровых вышках строят гнёзда мохноногий канюк, в старом валенке поселяются шмели. Вокруг домов формируется своеобразный микрорельеф – антропогенный субстрат зарастает плотной дерниной. Строения продолжают разрушаться и превратятся сначала в элементы рельефа, а затем – и в составляющие грунта.

Мощный рельефообразующий фактор – боевая деятельность или подготовка к ней. Вдоль всего побережья Кольского п-ва не только на Мурманском берегу, но и восточнее Кандалакши на Белом море прекрасно сохранились линии окопов, пройденные в валунах и гальке, орудийные и пулемётные дворники, сложенные из окатанных валунов и остроугольных глыб. На п-вах Рыбачьем и Среднем сохраняются километры окопов, выстроенных в аргиллитах, песчаниках, алевролитах. Для строительства ДОТов срезали вершины скальных сопков (например, рядом с Певеком на Чукотке), а вдоль берега Анадырского лимана до сих пор тянутся смятые медленными движениями грунта линии учебных окопов.

Таким образом:

- изменение рельефа человеком в Арктике насчитывает несколько тысяч лет – от землянок древних людей площадью несколько м² до обширных горных районов;
- изменённый человеком рельеф не восстанавливается ни естественным образом, ни искусственно, сохраняясь, в отличие от ландшафтных характеристик, длительное время;
- на сегодняшний день в Европейской части России и в Западной Сибири отмечена тенденция к образованию антропогенного рельефа, в то время как на азиатском Севере он преимущественно разрушается;
- усиление воздействия человека на рельеф Севера можно отнести к 1930-60-м гг., затем оно в большей части районов ослабевает, сконцентрировавшись в горных узлах, где производились высоколиквидные виды сырья. Наметившийся рост в 1988-91 гг. был прерван сменой экономических условий и возобновился после дефолта 1998 г. уже в XXI веке.

В дальнейшем воздействие человека на рельеф будет расти на участках, самых перспективных для разработки месторождений полезных ископаемых и/или их транспорта, а также, на участках, имеющих стратегическое значение (например, Земля Франца-Иосифа, Новосибирские о-ва). И поэтому опыт анализа прошлого необходим при разработке современных концепций геоморфологической безопасности.

Литература

1. Белов М.И. Арктическое мореплавание с древнейших времен до середины XIX века//История открытия и освоения Северного морского пути. Т.1. М.: Речной транспорт, 1956. 592 с.
2. Питулько В.В. Жоховская стоянка. СПб: Дмитрий Буланин, 1998. 189 с.
3. Хлобыстин Л.А. Древняя история Таймырского Заполярья и вопросы формирования культур севера Евразии. СПб: Дмитрий Буланин, 1998. 341 с.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ УСТОЙЧИВОСТИ МОРФОЛИТОСИСТЕМ НА РУССКОЙ РАВНИНЕ

Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М

МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,

tsn60@mail.ru

Оценка состояния устойчивости окружающей среды к неблагоприятным природным и пагубным техногенным воздействиям – актуальная проблема рационального природопользования. В этой связи морфолитогенная основа ландшафта, содержащая ценную палеогеографическую информацию об условиях осадко- и рельефообразования, оказывается наиболее уязвимым звеном, подверженным влиянию как зонально-климатических, так и провинциально-геологических факторов, неоднородных в пространстве обширного региона и непостоянных во времени.

Особенности развития морфолитосистем (МЛС) на Русской равнине, отличающейся пространственным разнообразием и сменой во времени геолого-геоморфологических условий, тесно зависят от целого спектра факторов: морфолитоструктур коренного основания, геоморфологического строения, фациально-генетической обстановки осадконакопления, стратификации и мощности разновозрастных горизонтов, вещественного состава отложений, активности экзогенных процессов. Следовательно, при оценке устойчивости МЛС необходимо учитывать всю совокупность системообразующих факторов и критериев, включая палеогеографически обусловленные черты строения и состава морфолитогенной основы.

Исследование этой проблемы предусматривает: а) получение комплексной литолого-геоморфологической характеристики МЛС с учетом деструктивных экзогенных процессов; б) установление региональной изменчивости показателей; в) на основе сравнительного системного анализа определение состояния геоэкологической устойчивости МЛС к неблагоприятным природным явлениям и экстремальным техногенным ситуациям с адресной порайонной оценкой в балльной системе. При этом результативно используются палеогеографический системный подход и сопряженный анализ полученных геолого-геоморфологических характеристик [2, 3 и др.].

Целостные представления о сложной структуре взаимодействия факторов морфолитогенеза и критериев оценки геоэкологической устойчивости геосистем вносит представленная на рис. 1 понятийная модель, где в едином информационном поле показаны многоступенчатые причинно-следственные связи между факторами и признаками. Сложное сочетание геологических, геоморфологических факторов и региональная их изменчивость вызывает необходимость строго порайонного учета данных, что достигается с помощью целенаправленного комплексного эколого-палеогеографического районирования территории исследования. Руководящие критерии выделения таксономических единиц районирования МЛС систематизированы в обобщающей таблице – классификационной матрице, служащей развернутой легендой к карте эколого-палеогеографического районирования Русской равнины [1], в которой выделенным территориальным подразделениям (палеогеографическим зонам, провинциям, областям, районам) придана комплексная литолого-геоморфологическая

характеристика. Совокупность этих типичных показателей служит основой и определяющим критерием для экспертной порайонной оценки в баллах геоэкологической устойчивости МЛС.



Рис. 1. Модель взаимодействия факторов и критерии оценки геоэкологической устойчивости морфолитосистем.

Особое внимание уделяется факторам нестабильности и геоэкологического риска. В плане морфолитоструктур коренного основания к главным факторам снижения ус-

тойчивости МЛС относятся: особенности литолого-тектонического строения, неглубокое залегание карстующихся пород, наличие тектонических линеаментов и сопутствующих им ослабленных зон, а также контрастность палеорельефа с глубокими врезами и большими перепадами абсолютных отметок. Уязвимость к антропогенному воздействию усиливается при малой мощности и литологической неоднородности, слагающих отложений (особенно при низком положении базиса эрозии), невыдержанности по простиранию мощности и строения четвертичного покрова в сочетании с относительно большой глубиной и густотой расчленения. Для достоверной прогнозной оценки устойчивости морфолитогенной основы учитываются палеогеографические закономерности территориальной изменчивости факторов морфолитогенеза по каждому району.

Наиболее распространенные виды антропогенного воздействия на природную среду: сельскохозяйственное освоение территории, строительство, возведение промышленных и гидротехнических сооружений, мелиорация, транспортные нагрузки. Так, например, при нарушении почвенного и растительного покрова на лессовидных суглинках при сельскохозяйственном освоении территории усиливается овражная эрозия, склоновые процессы, дефляция. Прослеживается цепочка взаимосвязанных природных и техногенных процессов и явлений: геологическая природная среда – техногенез – активизация экзогенных процессов – изменение структуры и свойств морфолитогенной основы.

Итак, под контролем палеогеографической экспертизы с учетом унаследованных признаков определяется интегральная и одновременно адресная оценка геоэкологической устойчивости морфолитосистем и дается прогноз ответной их реакции на природные катаклизмы и экстремальные техногенные ситуации. Использование палеогеографических критериев оценки устойчивости природных систем открывает дополнительные возможности для рационального природопользования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ – грант №. 14-05-00222.

Литература

1. Палеогеографические закономерности развития морфолитосистем Русской равнины. Районирование. Стратиграфия. Геоэкология. М., 2013. 96с.
2. Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М. Палеогеографическая экспертиза устойчивости геосистем – новое направление в исследовании геоэкологии (на примере Русской равнины). // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Выпуск 2. М., 2008. С. 245–252.
3. Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М. Палеогеографический подход к геоэкологическим оценкам территории Русской равнины. // Инновации в геоэкологии: теория, практика, образование. М. 2010. С. 155–160.

РОЛЬ СОВРЕМЕННОЙ И ДРЕВНЕЙ ЭРОЗИОННОЙ СЕТИ В ФОРМИРОВАНИИ СМЫВА ПОЧВЫ НА РАСПАХИВАЕМЫХ СКЛОНАХ

Трофимец Л.Н.¹, Паниди Е.А.²

¹*Орловский государственный университет,*

²*Санкт-Петербургский государственный университет*

В современных условиях изменившейся тепло - и влагообеспеченности территории бассейна верхней Оки в формировании смыва почвы на распахиваемых склонах несколько изменяется роль форм рельефа, представленных ложбинами позднеледникового возраста. Западинный рельеф водораздельных пространств вовлекается в процесс образования современной эрозионной сети, ручьи которой по длине сопоставимы с длинами тальвегов ложбин позднеледникового возраста [5]. Эти ручьи не запахируются ни весной, ни осенью. Они неразличимы, например, на картах масштаба 1:10000, но различимы на местности и на космических снимках сверхвысокого разрешения (пространственным разрешением 0,5-1 метр на пиксель). Их роль в формировании смыва сопоставима по значению с ролью ложбин позднеледникового возраста такого же размера. Эти ручьи на отдельных участках склоновой поверхности «секут» древние ложбины (рис. 1). Предложение Бобровицкой [1] использовать ложбины стока в качестве водотоков третьего порядка свидетельствуют о том, что в 70-80-х годах ложбины активно участвовали в процессе смыва почвы. Наши наблюдения показали, что не все типы ложбин сегодня «работают» на сток наносов весной. Более того, наши натурные наблюдения показали, что в весенний период (и в период ливневых дождей) эрозионную работу осуществляют современные ручьи, по длине сравнимые с длиной ложбинной сети. Но современные ручьи не всегда занимают положение тальвегов древних ложбин (микромасштаба [2]). Если ложбины могут быть «прочитаны» на топографических картах масштаба 1:10000, то современные ручьи просматриваются на космических снимках сверхвысокого разрешения и в условиях натурных наблюдений. Как справедливо указывает Бобровицкая, достоверные данные о распределении смыва почвы на пахотном склоне можно получить только по данным непосредственных измерений в верхних звеньях гидрографической сети. По Тимофееву Д.А., 1988, экзогенное омоложение рельефа выражается резко обособленными от полей старого рельефа участками молодого вреза. Морфологические последствия этого омоложения распространяются и в глубину (усиление глубины расчленения), и латерально за счет прогрессивного уничтожения старого рельефа. В рельефе существуют места разной степени чувствительности «геоморфологических ландшафтов». Старые реликтовые формы даже при изменении условий сопротивляются воздействию новых активно растущих форм. Исследования геоморфологов МГУ (Панин и др., 2011) показали, что распашка склонов не привела к омоложению древней эрозионной сети (заложению донных врезов по системам ложбин). Нашими исследованиями обнаружено, что на распахиваемых склонах длиной около 300 м и падением 10-20м современные ручьи иногда совпадают с тальвегами древних ложбин микромасштаба (на рис. 1 – некоторые ручьи на склоне южной экспозиции). На склонах, падение которых составляет 5-10 м, современные ручьи «секут» тальвеги древних ложбин (ручьи, впадающие в ложбину 2 на рис. 1). Современные ручьи на экспериментальном участке простираются через весь склон, переваливая через водоразделы крупной балки (и через

водоразделы обеих ложбин- истоков балок) и впадая в ложбины-истоки или в сами балки. Если предположить, что причина современных ручьев – образование разъемных борозд при распашке (как считает ряд геоморфологов [2-4] и др.), то, очевидно, что западинный рельеф (своим происхождением обязанный палеокриогенным процессам (Величко, 1973, Бердников, 1976, Свиточ, 1982; Алифанов и др., 2010) способствует активизации процесса образования современной эрозионной сети.

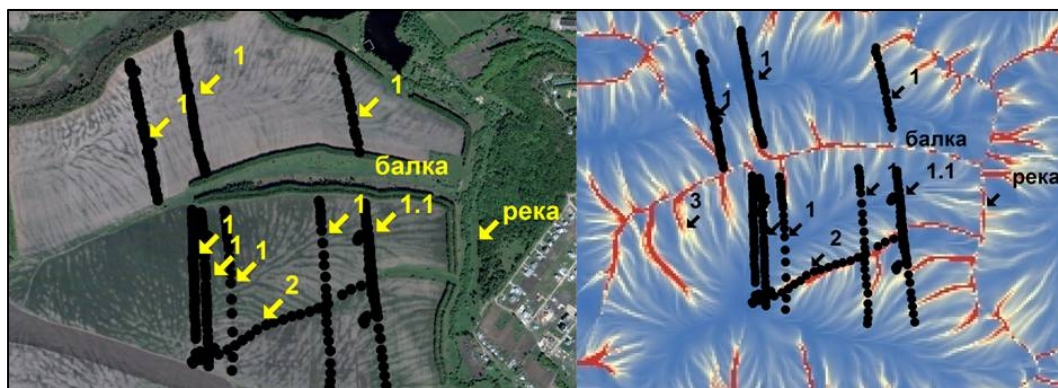


Рис. 1. Космический снимок экспериментального участка (слева) и карта площади сбора (справа), построенная по [9]. 1 – тальвеги современных ручьев, зафиксированные средствами навигации; 1.1. – тальвег ручья, в котором отбирались пробы почвы; 2 – тальвег распаханной ложбины-истока балки; 3 – древовидная ложбина, распознаваемая на карте площади сбора (нераспознаваемая на космическом снимке).

Экспериментальные исследования на распаханном склоне в бассейне реки Сухая Орлица (рис. 1) с использованием радиоцезиевого метода, методов геоморфометрии в сочетании с ГИС [3-9] и метода биолокации позволили получить зависимость активности цезия-137 (и смыва почвы) от площади сбора и профильной кривизны (таблица 1). Карта площади сбора, построенная по данным топографической карты масштаба 1:10000 позволила также идентифицировать тальвеги ложбин стока и распознавать тип ложбин. Из рисунка становится очевидным, что современные ручьи пересекают склоны практически независимо от положения тальвегов ложбин стока. Это находится в противоречии с выводами Бобровицкой о том, что современные ручьи текут по тальвегам ложбин стока, сформированных в перигляциальных условиях и отображаемых на картах масштаба 1:10000.

Таблица 1. Сравнение активности цезия-137 в тальвеге ложбины стока (2 на рис. 1) и в тальвеге современного ручья (1.1. на рис. 1)

Площадь сбора, кв.м	Знак профильной кривизны	Активность цезия-137, Бк/кг (фон 180 Бк/кг)
600-800	+	148-148,5 (ручей); 149,2 (ложбина)
	-	169,7 (ложбина)
800-1000	-	164,7 (ручей); 168,3 (ложбина)
1000-1200	+	112,9-145,3 (ручей); 144 (ложбина)
2000-4000	-	144,3 (ручей); 162,8 (ложбина)
9000	-	162,8 (ложбина)
88000	+	108,7 (ложбина)
227000	+	115,4 (ложбина)

Активность цезия-137, измеренная в слое почвы 0-20 см в тальвеге современного ручья 1.1 и в тальвеге «принимающей» ложбины 2 практически одинакова (таблица 1), что свидетельствует об эрозионной активности современных ручьев, сравнимой по величине с эрозионной активностью древних ложбин стока. Следует заметить, что анализ производился отдельно для зон смыва (зоны смыва идентифицировались положительной профильной кривизной) и аккумуляции (зоны приурочены к участкам с отрицательной профильной кривизной). Смыв может рассчитываться по формуле [4]: $R=10 \times BZ_p / (t-t_0) \times (A-1)$, где R- смыв, т/га год; В – плотность почвы, кг/куб м; Z_p – мощность пахотного горизонта (0,20 м); $(t-t_0)$ – период, прошедший с даты ЧАЭС до даты отбора проб почвы; А - отношение активности цезия-137 в интегральном образце почвы к фоновой активности (за фон была принята радиоактивность почвы на блочных повышениях водораздела); 10 – коэффициент перехода к т/га. Метод биолокации позволил выявить зону однородно обводненного слоя шириной до 4-5 м по обе стороны тальвегов, как современных ручьев, так и ручьев, приуроченных к тальвегам древних ложбин стока

Вывод. Смыв в тальвегах современных ручьев сравним со смывом в тальвегах древних ложбин. Он может быть рассчитан радиоцезиевым методом в сочетании с методами геоморфометрии и ГИС.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект № 15-05-07463-а.

Литература:

1. *Бобровицкая Н.Н.* Водная эрозия на склонах и сток речных наносов. Диссертация в виде научного доклада докт. геогр. наук. Санкт-Петербург, 1995. 58 с.
2. *Еременко Е.А.* Ложбинный мезорельеф центральных и южных районов Восточно-Европейской равнины. Автореферат канд. дисс. Москва, 2009. 24 с.
3. *Кузнецова Ю.С., Беляев В.Р., Голосов В.Н.* Влияние детальности исходной информации о рельефе на точность расчетов темпов смыва почв со склонов // Геоморфология. 2011. №4. С. 46-57.
4. *Маркелов М.В.* Современные эрозионно-аккумулятивные процессы в верхних звеньях гидрографической сети лесной и лесостепной зон. Автореферат канд. дисс. Москва, 2004. 26 с.
5. *Трофимец Л.Н. Паниди Е.А.* Полевые экспериментальные исследования склонового смыва в зоне распространения палеокриогенеза и морфометрический анализ рельефа. //Ученые записки Орловского государственного университета. Орел: изд-во ФГБОУ «Орловский государственный университет». 2014. № 3(59). С.311-317.
6. *Трофимец Л.Н. Паниди Е.А.* Индикационные методы при изучении современной эрозионной сети на распахиваемых склонах, осложненных ложбинным рельефом. //Ученые записки Орловского государственного университета. Орел: изд-во ФГБОУ «Орловский государственный университет». 2014. № 6(62). С.88-98.
7. *Трофимец Л.Н. Паниди Е.А.* Методические подходы к применению радиоцезиевого метода при изучении смыва и аккумуляции на пахотных склонах, осложненных ложбинным мезо- и микрорельефом. //Проблемы региональной экологии. Москва. 2014. №4. С.147-152.

8. Шарый П.А. Оценка взаимосвязей рельеф-почва-растения с использованием новых методов в геоморфометрии // Автореферат канд. дис. на соискание уч. степени канд. биол. наук.: Тольятти, 2005. 25 с.

9. Mariza C. Costa-Cabral, Stephen J. Burges. Digital Elevation Model Networks (DEMON): A model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas. // Water Resources Research, Volume 30, Issue 6, pages 1681-1692, January 1994. DOI: 10.1029/93WR03512.

ДИНАМИКА ПРОТЯЖЕННОСТИ ПОСТОЯННЫХ ВОДОТОКОВ ЗА ПЕРИОД ИНТЕНСИВНОГО ЗЕМЛЕДЕЛЬЧЕСКОГО ОСВОЕНИЯ В БАССЕЙНЕ Р. СЕЙМ

Феоктистов А. М., Голосов В.Н.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
artiomfeoktistov@gmail.com*

Для оценки динамики длин водотоков за период активного сельскохозяйственного освоения было проведено сравнение отображения речной сети на топографических картах, составленных в различные периоды времени. Сравнивались государственные топографические карты масштаба 1:100 000, составленные для состояния местности на 1970-80-е гг., и военно-топографические карты Шуберта с масштабом «в 1 английском дюйме 3 версты» (приблизительно 1:126 000) (создавались в 60-90х гг. XIX века). Несмотря на то, что активное сельскохозяйственное освоение исследуемой территории началось еще в XVII веке, максимум распашки территории произошел сразу после вступления в силу закона о земельной реформе 1861 г. [3]. Поэтому в данном случае проводится сопоставление изменения протяженности постоянных водотоков за период максимальной распашки территории с использованием карт сравнимых масштабов.

Нами были составлены тематические карты, изображающие сеть водотоков на состояние 1970-80-х гг., которую в дальнейшем будем именовать современной, и карта с отображением изменений гидросети за примерно 100-летний период, на основе сопоставления карты современной гидросети с картами второй половины XIX века (рис. 1).

Из визуального анализа данных карт следует, что за данный период времени наблюдается прирост речной сети. Это подтверждается и количественными данными, полученными в результате измерений, проведенным по картам и приведенным в таблице 1.

**Таблица 1. Изменение длины современной гидросети бассейна р. Сейм в
сравнении с гидросетью, изображенной на трехверстных военно-топографических
картах Шуберта (1860-90 гг.)**

Современная длина водотоков, км		Сокращение длины водотоков, км	Увеличение длины водотоков, км	
Постоянные	Временные		Постоянные	Временные
6899	1358	411	622	457

Таким образом, отмирание водотоков наблюдается лишь на 411 км, что составляет около 6% от общей протяженности постоянных современных водотоков. Прирост же речной сети составил более 600 км только для постоянных водотоков, что составляет 9% от общей протяженности постоянных современных водотоков.

Обозначенная тенденция подтверждается и данными по общей протяженности рек различных порядков (используется система кодирования порядков водотоков Страллера-Философова) для разных временных срезов. Согласно им, изменения практически не коснулись водотоков 4-6 порядков, которые представлены наиболее крупными реками данного бассейна. Незначительные изменения в количестве и суммарной протяженности водотоков 2 и 3 порядков в основном обусловлены изменением порядка водотока за счет появления новых водотоков первого порядка, что в ряде случаев привело к изменению порядков водотоков. В то же время количество и общая длина водотоков первого порядка претерпела наиболее крупные изменения: наблюдается появление 382 новых водотоков, а суммарная протяженность всех рек первого порядка выросла на 682 км. Учитывая то, что общее количество и длина постоянных водотоков первого порядка более чем вдвое превышает аналогичные показатели для временных водотоков первого порядка (1376 шт., 2252 км и 658 шт., 1009 км, соответственно), можно утверждать, что в бассейне р. Сейм наблюдается увеличение всей гидросети за счет возникновения новых и увеличения длины уже существующих малых рек. Данные закономерности отмечены и при более детальном рассмотрении бассейнов основных притоков р. Сейм (р. Донецкая Сеймица, р. Тускарь, р. Свапа, р. Реут).



Рис. 1. Изменение гидрологической сети бассейна р. Сейм (на основе сравнения военно-топографических карт 1860-90-х гг. и карт масштаба 1:100 000 1970-80-х гг.).

Данная тенденция не является типичной для рек Восточно-Европейской равнины, где преимущественно наблюдается отмирание и сокращение протяженности малых рек [2, 4, 5, 8]. Одним из возможных объяснений данному феномену может служить тот факт, что земледельческая освоенность данной территории к началу рассматриваемого периода

уже была высока. Это могло привести к тому, что отмирание малых рек уже произошло и не нашло отражение в динамике изменений речной сети за последнее столетие. Тогда возникает еще один вопрос: если к концу XIX века речная сеть сократилась, а к концу XX произошло частичное восстановление ее протяженности при практически неизменной площади сельскохозяйственных угодий, то каким механизмом это может быть обусловлено.

Одним из возможных вариантов является соответствие данной тенденции прироста гидросети изменению климата [1, 6, 7]. Постепенная гумидизация и увеличение увлажнения может быть причиной роста речной сети в последней трети XX века.

Еще одним объяснением данного феномена может служить предположение о вскрытии водоносных горизонтов при росте овражно-балочной сети. На примере бассейна р. Воробжа было рассмотрено, что в бассейнах малых рек действительно наблюдается рост протяженности эрозионной сети. Еще одним аргументом в пользу данного предположения является отмеченная приуроченность новообразованных водотоков первого порядка к выходам грунтовых вод на схожих высотных отметках. Если эти значения абсолютных высот расположить в соответствии с географическим положением бассейнов притоков р. Сейм, где они были обозначены, то наблюдается следующая любопытная деталь. С востока на запад бассейны притоков, располагаются следующим образом: р. Донецкая Сеймица, р. Тускарь, р. Реут, р. Свапа. В соответствии с этим, распределяются и абсолютные отметки истоков, по визуальным наблюдениям, большинства рек первого порядка в их бассейнах: 230 м, 220-240 м, 200 м и 190-210 м, соответственно. То есть, если предположить, что это действительно отображение выхода на поверхность водоносного горизонта, то он достаточно велик и занимает как минимум половину бассейна р. Сейм, сохраняя общий уклон пласта грунтовых вод с востока-юго-востока на запад-северо-запад. Однако, данное утверждение нуждается в подтверждении фактическим материалом, а, поскольку это не входило в рамки настоящего исследования, это можно считать перспективой дальнейших изысканий.

Литература

1. *Голосов В. Н., Панин А. В.* Пространственно-временные закономерности процесса деградации речной сети на Восточно-Европейской равнине // Труды Академии водохозяйственных наук. Вып.5. Гидрология и русловые процессы. Москва, 1998. с. 163-172.
2. *Голосов В.Н.* Эрозионно-аккумулятивные процессы в речных бассейнах освоенных равнин. М.: ГЕОС, 2006. 296 с.
3. *Курский край в истории Отечества* / под ред. Л.С. Полнера. Курск, 1996.
4. *Литвин Л.Ф.* География эрозии почв сельскохозяйственных земель России. М.: ИКЦ «Академкнига», 2002. 255 с.
5. *Мележ Т.А., Мележ А.А.* Районирование территории гомельской области по уровню антропогенной нагрузки на бассейны малых рек // Малые реки: экологическое состояние и перспективы развития. Чебоксары: Изд-во «Перфектум», 2012. 196 с. [5] Шлычков и др., 2012.
6. *Панин А.В.* Вековые тенденции в развитии верховий речных систем // Современные глобальные изменения природной среды. Т. 1. М.: Научный мир, 2006. – с. 404-409.

7. Панин А.В., Иванова Н.Н., Голосов В.Н. Речная сеть и эрозионно-аккумулятивные процессы в бассейне верхнего Дона // Водные ресурсы. 1997. Т. 24, № 6. С. 663-671.

8. Шлычков А.П., Минакова Е.А., Латыпова В.З. Влияние доз внесения минеральных удобрений и метеорологических величин на загрязнение речных вод биогенными элементами // Малые реки: экологическое состояние и перспективы развития. Чебоксары: Изд-во «Перфектум», 2012. 196 с.

АЭРОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ В ОЦЕНКЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ФАКТОРА ВЕТРОВОЙ ОБСТАНОВКИ В ГОРОДАХ (НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ Г. КУРСКА)

Харченко С.В.

КГСХА им. И. И. Иванова, har4enkkoff@rambler.ru

Рельеф многих городов, включая и города равнин, оказывает существенное влияние на структуру приповерхностного поля ветра. Проектирование новых жилых районов в городах сопровождается экспериментальным моделированием («обдувание» макета застройки в аэродинамической трубе) или компьютерным моделированием поля ветра, однако, чаще всего – без учета рельефа в создаваемых моделях. Для городов горных регионов, где горно-долинный или котловинный рельеф (и его конкретные орографические черты) – определяющий климатический фактор, влияние топографического устройства не может не рассматриваться. Однако в большей части проектов для городов низменных и даже возвышенных эрозионных равнин – топографическое положение объекта застройки и морфология рельефа окрестностей вовсе игнорируются.

Самые успешные попытки дать предварительную оценку вклада рельефа в будущую ветровую обстановку обычно заключались в расчленении участка застройки на фрагменты по их положению в той или иной части (нижней/средней/верхней) подветренных или наветренных склонов. Этим фрагментам, в зависимости от положения, присваивались различные коэффициенты ослабления или усиления ветров. Удивительную схожесть подходов можно наблюдать, просматривая работы и отечественных, и зарубежных специалистов, посвященные предсказанию будущих ветровых обстановок в стоящемся или реконструируемом районе [1, 2]. Однако следует признать, что созданные в середине – третьей четверти 20 века методы (чисто «топографические») не отвечают современному уровню понимания физики атмосферных процессов, в частности – динамики пограничного слоя атмосферы.

В первое десятилетие 21 века были разработаны и сейчас активно внедряются новые методы компьютерного моделирования динамики воздушных и водных потоков. Это направление получило название CFD (computation fluid dynamics, вычислительная гидро- и аэродинамика), оно быстро завоевало свои позиции. Редкие работы [3, 4], в которых проводились параллельно и моделирование, и натурные измерения, показывают, что, при достаточной точности модели, отклонения результатов моделирования от реальных значений не превышают 5%.

На наш взгляд, вклад рельефа (да и любого другого локального фактора, «условий участка») в ветровую обстановку может выражаться отношением скоростей ветра, измеренных в реальных условиях или смоделированных для реальных условий, к скоростям ветра, смоделированным для условий выположенной, горизонтальной земной поверхности.

Такой подход пока еще нигде не применяется, но отвечает здравому смыслу и исходной задаче – выявления роли именно рельефа и только рельефа в ветровой обстановке. Его слабая распространенность связана лишь с пока еще незначительной степенью внедрения CFD-моделирования в экологически эффективное проектирование и дороговизной соответствующего программного обеспечения.

В данной работе апробируем описанный выше подход на примере центральной части г. Курска с использованием программы UrbaWind (производства французской компании Meteodyn).

Вся оценка проходит в 3 этапа:

- создание расчетной модели;
- расчеты;
- интерпретация расчетных данных.

Первый этап, в свою очередь, можно подразделить на два блока, один из которых связан с созданием «геометрии модели» (заданием непроницаемых объектов – застройки, рельефа; а также контуров зеленых насаждений и степени их проницаемости), а другой блок включает в себя задание параметров расчета (т. н. «областей интереса» – расчетных точек и поверхностей; параметров вертикального профиля ветра на «входе на участок» и параметров шероховатости по ключевых расчетным азимутам).

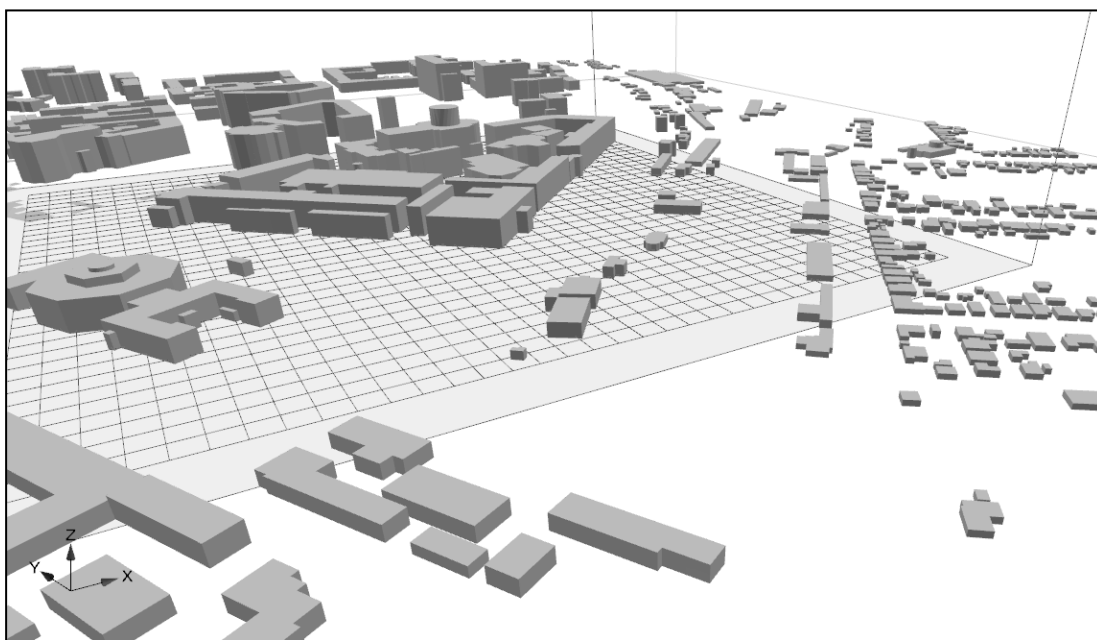


Рис. 1. Пример сетки расчетной поверхности на высоте 2 метров над ровной субгоризонтальной поверхностью.

Второй этап подразумевает под собой исключительно машинные расчеты – автоматическое создание объемной расчетной сетки (не сетки «области интереса»!) и собственно вероятностное моделирование характеристик ветра (средней скорости,

скорости порывов, турбулентности, ветрового давления), получение значений этих характеристик в узлах заданных на предыдущем этапе расчетных поверхностей или в точках интересах.

Эта последовательность действий проводится дважды – для модели с учетом рельефа и для модели без учета рельефа.

Третий этап подразумевает сравнительный анализ и интерпретацию интересующих исследователя характеристик (из четырех, указанных выше), полученных в двух процедурах моделирования – с учетом рельефа и без учета рельефа. Рассмотрим подробнее интерпретацию данных для одного параметра – коэффициента средней скорости для 8 основных направлений ветра. Полученные численные значения сведем в таблицу 1 (см. ниже). Уже беглый взгляд на таблицу 1 позволяет понять, что значения коэффициентов средней скорости ветра в целом существенно выше в модели без учета рельефа, т.е. рельеф на рассматриваемом участке оказывает существенное барьерное воздействие на ветровые потоки. По каждому из 8 направлений средние скорости ветра в условиях реально рельефа ниже, однако разница в среднем значении коэффициентов сильно варьирует. Так по ряду направлений – в особенности для восточного и северо-западного ветров – величина снижения средней скорости ветра за счет рельефа невелика (коэффициенты 0,33 и 0,31 для восточного ветра; 0,29 и 0,27 для северо-западного ветра).

Таблица 1. Значения коэффициента средней скорости ветра для исследуемого участка 1) с учетом и 2) без учета рельефа, а также 3) отношения этих значений в соответствующих узлах расчетной сети

Параметр	Направление ветра								
	С-В	В	Ю-В	Ю	Ю-З	З	С-З	С	По всем
K(r) мин	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0
K(r) среднее	0,16	0,31	0,26	0,27	0,27	0,28	0,27	0,25	0,26
K(r) макс	0,36	0,61	0,59	0,53	0,57	0,59	0,61	0,59	0,61
K(f) мин	0	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0
K(f) среднее	0,31	0,33	0,30	0,34	0,33	0,34	0,29	0,34	0,32
K(f) макс	0,60	0,66	0,58	0,66	0,66	0,66	0,59	0,82	0,82
K(r)/K(f) мин	0,06	0,10	0,07	0,12	0,12	0,23	0,15	0,11	0,06
K(r)/K(f) медиана	0,52	0,91	0,80	0,74	0,75	0,82	0,92	0,72	0,78
K(r)/K(f) среднее	0,85	1,32	1,31	1,00	1,22	1,14	1,22	0,85	1,11
K(r)/K(f) макс	14,95	28,26	38,64	57,81	33,98	14,89	15,22	10,38	57,81

Нужно дополнительно указать, что скорости входящего невозмущенного потока на высоте флюгера (10-12 метров над земной поверхностью) предполагаются со значением 0,5. Т.е. в обеих моделях для высоты пешехода (условно 2 метра над земной поверхностью) происходит в основном снижение скоростей ветра, в меньшей степени – увеличение (до значения 0,61 с учетом рельефа и значения 0,82 без учета рельефа). На некоторой части площади участка моделирование с учетом рельефа показывает увеличение скоростей ветра относительно модели без учета топографии. Проиллюстрируем это следующей схемой (рис. 2).

Точки расчетной сети здесь ранжированы по убыванию вычисленных в них средних скоростей ветра для модели без учета рельефа (жирная линия). А тонкая линия показывает значения средних скоростей ветра в этих же точках, но уже для модели с учетом рельефа. Видно, что примерно на трети площади участка (точнее – в третьей части

точек расчетной сетки) скорости ветра больше в реальной обстановке, на двух третях – меньше. Т.е. в целом рельеф данного участка оказывает экранирующий эффект.

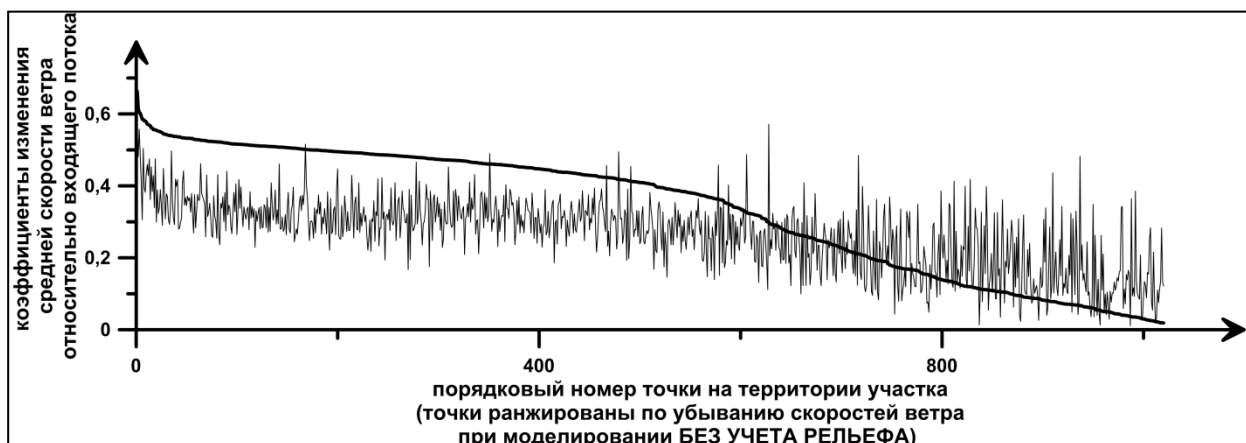


Рис. 2. Точки расчетной сетки, ранжированные по убыванию коэффициента средней скорости ветра при моделировании без учета рельефа (жирная линия), и соответствующие им значения коэффициента при моделировании с учетом рельефа (тонкая линия).

Таким образом, в работе описана и апробирована методика выявления вклада рельефа в приземную ветровую динамику в городской застройке.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ по проекту №14-05-31010 мол_а.

Литература

1. *Серебровский Ф. Л.* Аэрация жилой застройки. – М.: Стройиздат, 1971. – 112 с.
2. *Brookes Ch.* Local Climates of Worcester, Massachusetts, as a Factor in City Zoning / Bulletin of American Meteorological Society, Vol. 4 (1923), pp. 83-86
3. *Fahssis K., Dupont G., Leyronnas P.* UrbaWind, a computational fluid dynamics tool to predict wind resource in urban area [электронный ресурс]. Режим доступа: <http://meteodyn.com/wp-content/uploads/2012/05/>. Дата обращения: 19.01.2015.
4. *Kalmikov A., Dupont G., Dykes K., Chan C.* Wind power resource assessment in complex urban environments: MIT campus case-study using CFD Analysis [электронный ресурс]. Режим доступа: <http://meteodyn.com/wp-content/uploads/2012/05/>. Дата обращения: 19.01.2015.

БЕЛЛИГЕРАТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ ЭПОХИ ДРЕВНЕГО РИМА

Чичагов В.П.

Институт географии РАН, chichagov@mail.ru

И.С. Щукин в «Общей геоморфологии» подробно рассмотрел особенности антропогенного преобразования рельефа в античное время [1]. Цель предлагаемой работы попытаться развить его представления на материалах военного – беллигеративного рельефа Римской эпохи, которая характеризовалась длительным и мощным, первым в

истории Европы, Малой Азии и Ближнего Востока серьезным, временами катастрофическим изменением природы. Империя Древнего Рима занимала огромную территорию Европы, Северной Африки и Ближней Азии. О масштабах и своеобразии изменения рельефа эпохи можно судить по величине подвергшихся антропогенной деструкции регионов, по плотности и крупности городов и населенных пунктов, по протяженности линейных нарушений разного назначения. Империя Древнего Рима наследовала - использовала и усовершенствовала достижения науки, строительства, военного искусства Древней Греции и энергично функционировала на протяжении семи веков (754 г.до н.э. – 476 г.н.э.). Ее значительная длительность была связана прежде всего с тем, что Рим вел постоянные захватнические войны, приносившие колоссальные трофеи и огромный приток трудовых ресурсов.

Длительные войны привели к созданию огромной империи от Британских островов на севере и Северной Африки на юге, от Галлии (будущей Франции) на западе до Армении и Ирака на востоке, к образованию системы римских провинций. Римская традиция предусматривала строгое соблюдение свода законов, что выражалось в идентичности гражданского и военного строительства, в копировании системы крупных городов, единой дорожной сети и почтовой связи, сооружении системы фортификационных сооружений и прочего, как в метрополии, так и в провинциях. Соблюдение римского порядка – защиты, охраны и строительства в провинциях обеспечивали римские легионы – крупные, прекрасно обученные и организованные армии древности - общей численностью от 25 до 32 в эпоху Трояна. Легионеры служили по 25 лет и постоянно широко использовались в фортификационном и гражданском строительстве, а также и в сельском хозяйстве в мирное время. Анализ распространения населенных пунктов на территории провинций Римской империи показал, что наиболее комфортными для их размещения были низкие аккумулятивные приморские равнины и широкие равнины рек, хотя военные крепости занимали и неприступные островные горы, контролировали перевалы, располагались и среди аридных и экстрааридных равнин. Характер заселения той эпохи поражал своей плотностью, количество населенных пунктов на отдельных равнинах достигало тысячи и более. Создание населенных пунктов происходило по одному плану. Нам удалось установить идентичность древних заселений в пределах низких морских равнин Бристольского залива в Англии и залива Габес (Малый Сирт) в Северной Африке [2]. Главными объектами римского строительства были города во главе с Римом, с его валами, защитными стенами и др. Рим был моделью городов империи. Первичные древние валы изначально представляли сложную систему линейных поднятий – собственно валов, окаймляющих их ложбин или рвов; лагерей квадратных очертаний в плане с башнями, воротами и множеством второстепенных сооружений. Особое внимание уделялось созданию мощных камнем дорог большой протяженности. Рационально проложенные линии валов неоднократно подновлялись и восстанавливались. В эпоху ранней римской империи создаются линейные сооружения большой протяженности: галльская стена Цезаря в районе Буржа (Аварик) в I в. до н.э., Антонинов вал в Шотландии, Адрианов вал протяженностью в 150 км в Северной Британии, Адрианов вал в Центральной и Восточной Европе вдоль длинной цепи лагерей по долине Рейна от Северного моря до Бонна и по долине Дуная от Регенсбрука до Черного моря общей протяженностью более 450 км. Характерным является то, что Адрианов вал в

Европе был сооружен вдоль линий древних укреплений V в. до н.э. Особый тип валов представляли линейные сооружения, создаваемые по периметру римских лагерей.

Эпоха Древнего Рима отличалась большей увлажненностью, продолжительными ливнями, разливами рек и озер, широким распространением болот. Все это вызывало необходимость создания множества мостов, переправ, плотов и дополнительного речного флота. Строительство валов и стен, возведение огромных деревянных мостов через Рейн, Дунай и Геллеспонт (Дарданелы), строительство флотов – все это требовало огромного количества дерева, поэтому древние, первичные леса Европы были сведены. Для бесперебойного функционирования военной инфраструктуры создавалась система переправ, мостов, дамб и насыпей в долинах рек, озерных котловинах и на морских побережьях; изменялись отдельные участки русел рек, намывались участки песчаных побережий. Масштабы антропогенных преобразований дополняются данными о древних сооружениях на морском мелководье.

Мозгом, эталоном и законодателем освоения провинций был Рим, мощь которого планомерно распространялась к окраинам империи. Вдоль северной окраины Африки была построена огромная укрепленная линия со стенами, башнями и проходами между ними. Многоэтажные римские акведуки пересекают ущелья Испании, широкие аркадийские долины Прованса и африканские вадии. Маленькие «римы» со всем их неизменным набором общественных бань, форумов, храмов с колоннадами и мозаикой, канализацией, базиликами, амфитеатрами и колизеями копировали свой римский прототип, включая систему римских дорог и оборонительных стен.

Другая, более протяженная укрепленная система протягивалась от Иудеи через север Синайского полуострова вдоль всей Северной Африки. Удалось выяснить, что пограничные провинции империи были освоены, заселены и укреплены намного плотнее, чем можно было ожидать. Восточным форпостом империи была нынешняя Сирийская пустыня. В римскую эпоху она была пересечена густой сетью дорог разного назначения и ее равнины представляли мозаику интенсивно использовавшихся пастбищ. О былом расцвете древних, ныне пустынных областей этого региона свидетельствуют остатки больших погибших городов, небольших городов и сельских поселений. Среди полностью разрушенных областей выделяется правобережье р. Оронта от Амапея до поворота реки к морю. Здесь на протяжении 25 миль еще в конце XIX в. сохранялись развалины около ста поселений с уцелевшими улицами, каркасами зданий из массивного камня, жилыми помещениями, окруженными колоннадами, украшенными галереями и балконами; садами, банями, хозяйственными помещениями в нижних этажах, конюшнями. В скалах сохранялись остатки мастерских по изготовлению прессов для давлен и высеченные из камня могильные склепы с саркофагами и колоннами. Бесперебойно работали водопроводы большой протяженности во многих местах вдоль древней дороги из Дамаска в Пальмиру [3]. Высеченные в скалах водоемы в местности Арада, описанные Страбоном, действуют и по ныне.

Римские легионы свободно пересекали будущую Сирийскую пустыню. Армия Аврелиана свободно прошла через пустыню и дошла до Евфрата, в 282 г. армия Марка Аврелия Кара вновь без затруднений преодолела этот ныне пустынный, непроходимый ныне регион, двинулась далее, и, покорив столицы Селевкию и Ктесифон, и вторглась в Армению [4,5].

В отдельных районах рассматриваемого района Сирии развивалось земледелие, особенно на красноцветных почвах района Гаурана. Выдающийся советский ученый Н.И. Вавилов о время своего путешествия по Сирии в 1926-1927 гг. обнаружил среди полей своеобразный состав пшениц и впервые собрал особый вид, названный им хоранкой. «Это замечательная крупнозерная твердая пшеница с неполегающей соломой, с весьма продуктивным компактным колосом. Хоранка ныне введена уже на десятках тысяч гектаров в посевах в нагорном Азербайджане. Здесь же на склонах гор (в Сирии – В.Ч.), по краям посевов, среди камней мы впервые увидели заросли дикой пшеницы» [6, с.85].

Наибольшим антропогенным деформациям военного происхождения в эпоху Древнего Рима подверглись равнины – обширные аллювиальные и локальные прибрежные, а также островные горы. С окончанием древнеримской эпохи природа равнин Средиземноморья окончательно потеряла свой первичный облик; стиль экзогенного рельефообразования начал кардинально меняться от естественного, зонального субтропического гумидного к семиаридному, антропогенному.

Литература

1. Щукин И.С. Общая геоморфология. Т.3. М.: Изд-во МГУ. 1974. 348с.
2. Чичагов В.П. Аридные антропогенные равнины. В кн.: Антропогенная геоморфология. 2013. Москва-Киев: Медиа-ПРЕСС. С. 104-119.
3. Дойель Л. Полет в прошлое. М. Наука. 1979. 296 с.
4. Моммзен Т. История Рима. Т.3. Римские провинции. М. Наука. 1959. 651с.
5. Коннолли П. Греция и Рим. Эволюция военного искусства на протяжении 12 веков. М.: Изд-во ЭКСМО-Пресс. 2001. 320с.
6. Вавилов Н.И. Пять континентов. В кн.: Н.И. Вавилов. Пять континентов, А.Н. Краснов. Под тропиками Азии. М.: Мысль. 1987. С.7-174.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ БАССЕЙНОВОГО ПОДХОДА В ТЕРРИТОРИАЛЬНОМ ЗЕМЛЕУСТРОЙСТВЕ И ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИИ

Шмыков В.И., Михайлов А.А.

Воронежский государственный педагогический университет

В территориальном землеустройстве в настоящее время предполагается наличие схемы природно-хозяйственного районирования территории. Земельно-оценочный район – это часть территории области (края), республики со сходными геоморфологическими, агроклиматическими и почвенно-мелиоративными условиями, влияющими на специализацию и уровень интенсивности земледелия. Границы земельно-оценочных районов по возможности совмещаются с границами административных районов, а при их значительной неоднородности – с границами землепользований сельскохозяйственных предприятий. Чаще всего используются усредненные данные по природным условиям границ хозяйств, административных районов, и других субъектов. Описания при этом получаются достаточно усредненными, не учитывающими состояние конкретных наделов.

В условиях возросшего антропогенного воздействия для рационального управления природопользованием становится необходимым поиск оптимального взаимодействия между хозяйством, человеком и природой, т.е. сбалансированного отношения между эксплуатацией геосистем, их охраной и целенаправленным преобразованием. Задача достижения сбалансированности земельного фонда в условиях склонового рельефа может стать практически не решаемой, если землепользования не станут органичной частью почвоводоохранного обустройства.

Для решения рассматриваемых проблем наиболее перспективно внедрение бассейнового природопользования, которое предполагает использование комплексного подхода к организации почвоводоохранных мероприятий, с учетом системности исследований. Бассейн рассматривают как природно-хозяйственную систему, в которой взаимосвязаны и взаимообусловлены все виды использования природных ресурсов, осуществляемых на его территории. Будучи территорией взаимодействия природы и общества, он относится к области природопользования и охраны окружающей среды и вместе с тем в качестве интегральной природно-хозяйственно-демографической системы может рассматриваться как объект управления. Концепция устойчивого развития водосборов предполагает достижение разумного компромисса между сохранением природы и максимизацией экономической прибыли от хозяйственного использования их ресурсов.

При землепользовании, особенно в условиях высокого эрозионного расчленения и значительной антропогенной нагрузки территории необходимы исследования по мониторингу негативных последствий и разработке научно-обоснованных мероприятий по их оптимизации.

Имеются попытки разработать теоретическую основу по оптимизации землеустройства и землепользования.

В России применяется два вида территориального деления:

- административно-территориальное – для упорядоченного осуществления функций государственного управления;
- муниципальное – для организации местного самоуправления.

К первому типу относятся границы субъектов федерации, ко второму – границы муниципальных районов и городских округов. Внутри районов существуют границы сельских поселений. В городских округах – границы городских районов.

Сетка районов неоднократно менялась в 30-х, 50-х годах. Границы речных бассейнов чаще всего не совпадают с границами административными. Это связано с историей формирования современных муниципальных районов. Менялись границы областей, менялась структура их районов. Отдельные районы переходили из одних областей в другие, в самих районах также менялась структура. Значительное число поселений со своими землями переходили из одного района в другой. Это способствовало тому, что границы районов чаще всего не проходят по природным рубежам и относятся к типу генетических, или естественно исторических. Средняя площадь районов составляет в Воронежской области 1,6 тыс.км², что сопоставимо с площадью бассейна 4-го порядка. Основным природным рубежом можно считать только крупные реки, такие как Дон, отчасти Воронеж, Хопер. На низменной равнине, каковой является Окско-Донская низменность, значение водных рубежей не играет существенного значения. Несовпадение границ исторически обусловлено долинно-балочным типом расселения. В долинах к селу

относились примыкающие территориально пойменные луга и черноземы на водораздельных склонах, часто смежных бассейнов. Последующие переходы отдельных сел со своими территориями обеспечили сложную конфигурацию муниципальным границам, часто не связанным с природными рубежами

Речной бассейн в системе природопользования по определению Л.М. Корытного (2001), речной бассейн представляет собой пространственную единицу биосферы, наиболее перспективную для многоаспектного изучения природы и экономики планеты, а также для управления окружающей средой. На речном водосборе осуществляется круговорот вещества и энергии, формируется почвенный покров и биота; хозяйственная деятельность человека оказывает прямое и косвенное воздействие на природную среду и земельные ресурсы. Поэтому бассейновый подход необходим при современном землеустройстве, предусматривающем изучение условий формирования земельных ресурсов, оценку их состояния, прогнозирование негативных природных процессов, проведение экологического мониторинга природной среды, определение риска возникновения чрезвычайных ситуаций и проектирование комплекса почвозащитных мероприятий. А землеустройство и землепользование определяется государственным учетом и субъектами регионального и муниципального управления. Речной бассейн функционирует по природным законам, а субъект землепользования руководствуется чаще экономическими и социальными потребностями. Поэтому для оптимизации землепользования необходимо учитывать особенности функционирования природного комплекса для оптимизации экологической безопасности. Бассейново-административный подход получил свое развитие в работах В.М. Смольянинова (2009), Ф.Н. Лисецкого (2013) и др.

Речные бассейны В.М. Смольяниновым (2009) рассматривались как цельный природный комплекс. При этом бассейны делились по размерам площади водосбора на малые, средние и большие. Лисецкий (2013) в своей монографии разделал бассейны согласно известной схеме кодирования Стралера-Философова. Этот способ оценки структуры бассейна на наш взгляд больше подходит для оценки состояния бассейна. И в первом и во втором случаях бассейн чаще всего выступает как территория, объединенная стоком воды. Мы придерживаемся точки зрения о том, что бассейн реки – это форма рельефа, в котором элементы связаны однонаправленным потоком вещества и энергии. Морфологически речной бассейн ограничен водораздельной линией и состоит из комбинаций склонов, днищ долин, русел. Ю.Г. Симонов (2014) дает определение как элементарного геоморфологического места на поверхности суши, с которого атмосферные поверхностные и подземные воды, объединяясь, стекают в один из элементов единой водной системы Земли. Его границами является водораздельная линия, ограничивающая поверхностный сток в его речную систему. В условиях равнины водораздельная линия порой не четко выражена и проходит по наивысшим отметкам плоскоместья водораздельной поверхности. Это особые формы рельефа, которые возникают при взаимодействии экзогенных и эндогенных процессов и это взаимодействие мы называем процессами рельефообразования. К последним относятся характер увлажнения, поверхностный и подземный сток, фильтрационные и противозрозионные свойства пород, их трещиноватость (экзогенную и эндогенную) пород, тектонические движения территории. Интенсивность и длительность действия бассейнообразующих процессов определяют характер развитости формы, её функционирование и возраст. Речной бассейн

не только перераспределяет по пространству перемещение веществ, но и энергии. Особенно это проявляется географии биосистем: растительность, активности живых организмов, почвенном покрове. Экспозиция склонов в определенных частях бассейна проявляется в структуре ландшафтных комплексах.

При бассейновом землепользовании необходимо учитывать вертикальную структуру элементов рельефа бассейна. Как геоморфологическая система речной бассейн состоит из ряда элементов: пойма с руслом, коренные склоны долины, речные террасы, придолинные и приводораздельные склоны. Они между собой парагенетически связаны. В ландшафтоведении принято выделять по этим элементам типологические ландшафтные комплексы (Мильков, 1986). Ландшафтоведы при выделении типологических комплексов не учитывают речной бассейн как отдельный объект (систему) с оценкой его состояния. Поэтому данные используют для оценки общего состояния территории. Только в отдельных работах встречается оценка структуры бассейна в целом. Так в исследовании, проведенном Е. Жигулиной (2013) приводятся данные о соотношении ряда малых рек бассейна Верхнего Дона. Приведенные ею данные позволили нам оценить долю типов местности в структуре бассейна

Из таблицы 1 видно, основными типами местности являются плакорный (водораздельный) и склоновый тип местности. Малую долю в бассейнах малых рек занимают надпойменно-террасовый тип местности, что естественно характерно для бассейнов малых порядков. У бассейнов, расположенных на Среднерусской возвышенности увеличивается доля склоновых типов местности и уменьшается плакорный тип местности. На плоскостях Окско-Донской низменности, напротив, в бассейнах рек (Правая Хава, Чигла) увеличивается доля плакоров.

Таблица 1. Типы местности бассейнов малых рек Верхнего Дона

Название бассейна реки	Пойменный		Склоновый		Надпойменно-террасовый		Плакорный		Остатково-водораздельный		Междуречный недренируемый		Общая площадь	
	км ²	%	км ²	%	км ²	%	км ²	%	км ²	%	км ²	%	км ²	%
Левая Богучарка	37,1	3,9	398,2	41,9	2,5	0,2	261,8	27,6	249,9	26,4	-	-	949,5	100
Еманча	29,5	7,6	136	35,1	-	-	221,9	57,8	-	-	-	-	388	100
Правая Хава	16,3	6,0	58,1	21,2	0,4	0,1	151,6	55,5	-	-	47	17,2	273,4	100
Чигла	27,4	6,5	86,8	20,4	16,8	4,0	273,9	64,5	-	-	19,5	4,6	424,4	100
Кисляй	0,7	0,6	45,4	37,5	-	-	75,0	61,9	-	-	-	-	121,1	100

Таким образом, вертикальная структура речного бассейна складывается из приводораздельного склона, с малыми углами наклона и слабой расчлененность. Базисом для неё служит бровка долины. Эту часть бассейна можно использовать под пашню, за исключением придолинной части склона. Под пашню частично могут использоваться поверхности верхних террас речных долин бассейнов высоких порядков. Остальные структурные части бассейна могут использоваться под другими видами угодий (пастбища, сенокосы и т.д.). В целом бассейново-административный анализ способствует проведению геоморфологической оценке и оптимизации землепользования в условиях пластовых равнин.

Секция 5

**ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И
ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ****ДИАТОМОВЫЙ АНАЛИЗ В ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ
НА ПРИМЕРЕ БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА****Агафонова Е.А.***МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
agafonovaelizaveta@mail.ru*

Исследование диатомей позволяет решать широкий круг вопросов, связанных с реконструкцией палеогеографических событий. Анализ филогенетических, экологических, фитогеографических и других изменений в составе ископаемых диатомовых ассоциаций является наиболее целесообразным для определения характера, масштаба, хроностратиграфических и географических границ палеогеографических обстановок [2, 8].

Диатомовый анализ основан на выяснении таксономического состава и количественном учете диатомовых водорослей, содержащихся в осадочных породах [7]. Клетки диатомей, имеющие кремневый панцирь, хорошо сохраняются в ископаемом состоянии при наличии благоприятных условий [2]. Достаточно высокая филогенетическая изменчивость диатомей в кайнозойе и зависимость распространения видов от экологических факторов позволяет реконструировать эколого-фациальные условия осадконакопления и решать биостратиграфические, палеоклиматические и палеогеографические задачи. При диатомовом анализе, как и при любых других реконструкциях событий прошлого, используется принцип актуализма, заключающийся в том, что в палеообстановках действовали такие же законы, что и ныне.

Белое море имеет большое значение для палеогеографических реконструкций плейстоцена. У него сложная история развития [5]. Специфика постледникового развития Белого моря обусловлена последовательной деградацией Скандинавского ледника в позднем плейстоцене и голоцене, также установлением водообмена с Баренцевым морем и дифференцированными гляциоизостатическими и неотектоническими поднятиями в пределах его бассейна. Разновременные процессы осадконакопления для каждого седиментационного района Белого моря в голоцене определили существенные различия в составе и региональном строении осадочной толщи [5,6].

Особенности развития отдельных частей Белого моря***Кандалакшский залив***

На границе пребореального и бореального времени в Кандалакшском заливе после того как произошло стаивание льдов и установилась обстановка морского осадконакопления верхние части ледниково-морской толщи были срезаны в соответствии с новым гидродинамическим режимом. Предполагая длительность неотектонического подъема, можно считать, что морское осадконакопление было минимальным на этом участке [5]. В начале голоцена в интервале 9.5-5 тыс. л.н. скорость поднятия Карельского

берега Белого моря оценивается в 9-13 мм/год. На его ранних стадиях в позднеледниковье и в самом начале голоцена она, возможно, была больше. С середины голоцена поднятие становится менее интенсивным, около 5-5.5 мм/год. Оно было неравномерным и замедлилось в атлантическое время (трансгрессия тапес), затем снова активизировалось в суббореальное и опять замедлилось в субатлантическое до современной скорости примерно 4 мм/год [10]. В кутовой части Кандалакшского залива амплитуды постледникового поднятия были максимальны на беломорском побережье – до 150 и более метров [3; 4; 11].

Предполагается, что в конце пребореала освободилась ото льдов узкая кромка вод вблизи берегов, а позже, в начале бореала очистился весь залив. В процессе схода льда усложнилась гидродинамическая обстановка в заливе [5].

Терский берег

В пребореальном периоде плавающие льды растаяли в восточной части района. В то же время, возможно, освободилась ото льда узкая прибрежная полоса воды вдоль всего Терского берега. Однако на небольшом удалении от берега панцирь плавающих льдов существовал вплоть до бореала [5].

Онежский залив

Пребореальный период (10-11.5 тыс. календарных л.н.) характеризовался быстрой сменой гидрологических и седиментационных обстановок в Онежском заливе, а кардинальная перестройка условий, выразившаяся в повышении солености и продуктивности вод, произошла около 10.5 тыс. календарных л.н. (рис. 1) [9]. Морской режим в кутовой части Онежского залива установился в бореальное время [1].

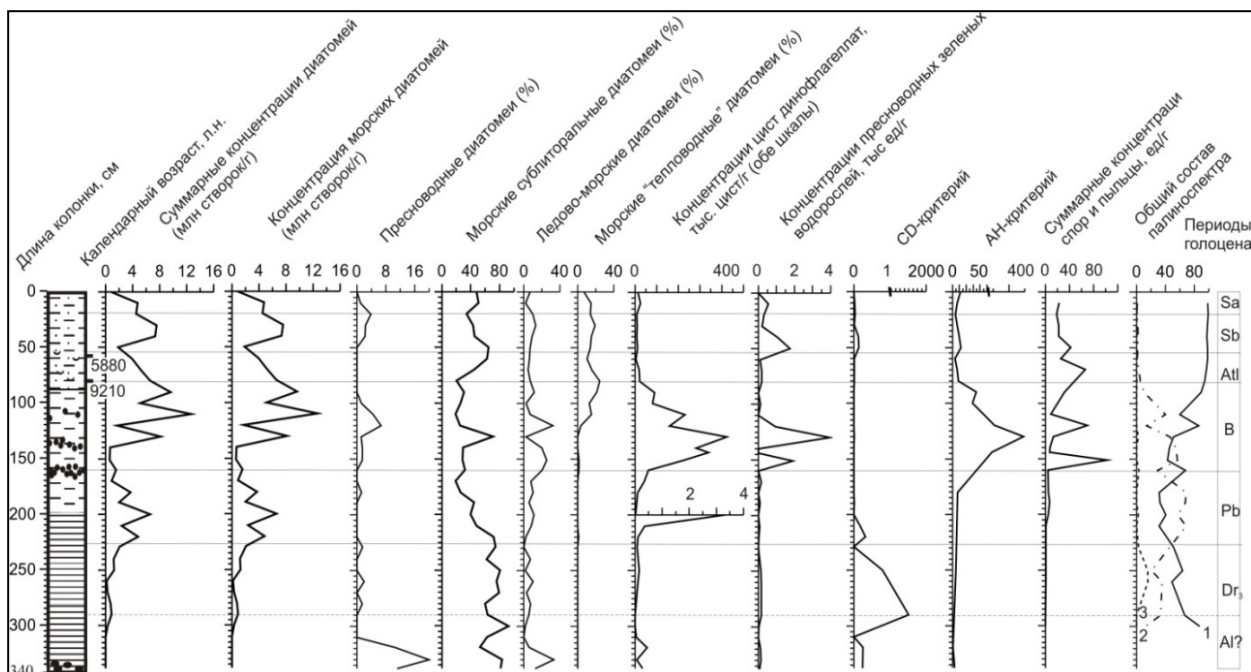


Рис. 1. Концентрации диатомовых водорослей и процентное содержание основных экологических групп диатомей; концентрации водных и наземных палиноморф, значения основных палеокритериев (CD-критерий: отношение пресноводных зеленых водорослей к цистам морских динофлагеллат) в колонке из Онежского залива. Для палиноспектров: 1 – деревья, кустарники, 2 – травы, кустарнички, 3 – споры (по Полякова и др. 2014).

Двинская губа

В доатлантическое время в данной части Белого моря существовало два очага осадконакопления. На востоке осадки интенсивно накапливались в передней части авандельты Северной Двины. В это же время на юго-западе существовала обширная пресноводная акватория, почти отчлененная от моря, осложненная островами, отмелями, питаемая второстепенными рукавами реки. В атлантическое время, в связи с некоторым ускорением трансгрессии, произошло частичное затопление дельты палео-Двины. Во второй половине пребореального времени начинается деградация плавающего ледяного покрова, и к концу пребореала почти вся акватория Двинской губы, очистилась ото льда. Начиная с бореала в пределах Двинской губы воцарился морской режим. В атлантическое время, в связи с более интенсивным подъемом уровня моря в период климатического оптимума западная часть палеodelьты Двины была затоплена. В суббореальный и субатлантический периоды происходило общее отступление северо-восточного побережья с неоднократным нарастанием и отмиранием аккумулятивных форм и отчленением полузамкнутых лагун. В это время, по-видимому, снова активизировался рост дельты Сев. Двины [5].

Бассейн

Центральная котловина Белого моря испытывала в целом опускание в среднем и верхнем голоцене, но на фоне этого общего интенсивного опускания отдельные блоки дна погружались медленнее, либо были стабильными, либо даже испытывали слабый подъем, о чем говорит общая морфология дна, резкие уступы, наличие порогов, возвышенностей и пиков с отчетливым понижением на них мощностей осадочного покрова или даже полным его отсутствием [5].

Период, захвативший пребореальное и частично бореальное время, характеризовался постепенным разрушением плавучих и донных льдов. Сокращение ледяных полей происходило от периферии к центру моря и преимущественно с юга на север. При этом поля плавучих льдов сокращались быстрее, чем массивы донных льдов [5].

Литература

1. Боярская Т.Д., Полякова Е.И., Свиточ А.А. Новые данные о голоценовой трансгрессии Белого моря // ДАН СССР. 1986. Т. 290. №. 4. С. 964-968.
2. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т. I. Д.: Наука, 1974. 403 с.
3. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 160 с.
4. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 491 с.
5. Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977, 236 с.
6. Новичкова Е. А. Постледниковая история развития Белого моря по материалам изучения водных и наземных палиноморф. Автореферат дисс. на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М.: Институт океанологии РАН, 2008. 26 с.

7. Палеогеографические методы исследований/под ред. И.А. Каревской, А.В. Панина. М.: Географический факультет МГУ, 2012. 200 с.
8. Полякова Е.И. Диатомовый анализ // Методы палеогеографических реконструкций/ под ред. П.А. Каплина, Т.А. Яниной. М.: Географический факультет, 2010. С. 126-154.
9. Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Лисицын А.П., Баух Х.А., Рыбалко А.Е. Современные данные по биостратиграфии и геохронологии донных осадков Белого моря// ДАН, 2014, том 454, № 4, с. 467-472.
10. Романенко Ф.А., Шилова О.С. Последледниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо// ДАН, 2012, том 442, № 4, с. 544-548.
11. Стрелков С.А., Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. и др. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1976. 164 с.

ПРИБРЕЖНО-ЭОЛОВЫЙ РЕЛЬЕФ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПОБЕРЕЖЬЯ ПОЛЬШИ

Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д.

МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,

badyukova@yandex.ru

На фоне преобладания песчаных Балтийских берегов Польши выделяется район наиболее мощной морской аккумуляции, осложненной активным прибрежным дюнообразованием – Лебская пересыпь. Длина ее достигает 40 км с примыкающими к ней с востока пересыпью озера Сербско и аккумулятивным берегом в районе Любятово. На всем протяжении этого участка вдоль берега протягивается полоса дюнных массивов, максимальные значения высоты и ширины которых характеризуют собственно Лебскую пересыпь и составляют соответственно 56 м и 2 км. Общие очертания береговой линии Балтийского побережья Польши связаны с развитием его тектонического структурного плана. В целом, здесь преобладают синклинальные структуры, испытывающие постоянное устойчивое прогибание, предопределившее образование ряда заливов, таких как Поморский, Гданьский, Кошалинский и др. Центральная часть побережья расположена в пределах поднимающейся или относительно стабильной тектонической структуры – Лебского поднятия. Оно является практически единственным на всем южном Балтийском побережье, обладающим унаследованной умеренной тенденцией к поднятию. Однако скорость его отстает от скорости эвстатического подъема уровня моря, поэтому Лебский участок побережья, как и все другие, развивается в условиях отступления берега. В настоящее время здесь преобладают наиболее мощные аккумулятивные песчаные формы. Последние являются весьма распространенными на побережье Польши, образуя цепь пересыпей, отделяющих от моря озера-лагуны, приуроченные к устьям древних долин или низменных прибрежных равнин исходного плейстоцен-голоценового рельефа.

Развитие современных берегов Польши по трансгрессивному сценарию подтверждается данными фациально-литологического анализа отложений прибрежной

зоны, выполненного в частности на основе исследований подводного берегового склона [3, 5, 7]. Под маломощным слоем современных песчаных морских наносов вскрыта илисто-песчаная толща континентальных древнеаллювиальных отложений прадолин, образующих на территории прибрежной равнины Северной Польши разветвленную древнюю гидрографическую сеть, приуроченную к низкому уровню Балтийского ледникового озера (БЛО). Последующий подъем уровня моря привел к подпруживанию низовий долин, образованию полосы болот, озер и лиманов. Такая ситуация наблюдается и сейчас на суше в прибрежной части некоторых долин, в частности в районе озера Леба.

Граница между современными песками и слоистыми плотными илами маркируется прослоем гравийно-галечникового материала, отмечающим, как правило, прибойную зону. Наличие илистых осадков под грубозернистым горизонтом волноприбойной зоны свидетельствует о том, что в низовьях прадолин и раньше существовали озера-лиманы, подобные современному озеру Леба. А процесс формирования пересыпей, отделяющих их от моря, является унаследованным на протяжении послеледникового времени. Гравийно-галечниковые банки являются следами древних трансгрессивных баров, наступавших в процессе трансгрессии на озерно-болотные отложения. Торф, гиттия и илистые осадки озерных равнин начали формироваться сразу после отступления ледника стадии Гардно. В районе современной береговой линии на участке Лебской пересыпи это произошло 13,8-13,6 тыс. л.н. Возраст самих ледниковых отложений у Лебы составляет 22300 тыс. лет. [5, 7]. Таким образом, сложенная песками пересыпь лежит непосредственно на донных и прибрежных осадках Лебского озера – гиттии и торфах, а ближе к р. Леба – на речных наносах. Местами на поверхности пляжа обнажаются озерные и торфяные отложения, а также стволы деревьев в позиции роста, возраст которых 1500 лет [2]. Эти факты наглядно подтверждают смещение всей конструкции пересыпи в южном направлении и надвигание ее на озерные пространства.

Подводный береговой склон в районе Лебской пересыпи пологий, осложненный серией подводных валов. На аккумулятивном участке Любятова наблюдаются 4 вала, последний из которых расположен в 600-800 м от берега на глубине 4-5 м. Ближайший к берегу – в 120-170 м от него на глубине 1 м. Местоположение их в целом постоянно. Для данного типа берега характерна выраженная диссипация волновой энергии. Наблюдения показали, что волны, имеющие на 20-метровой глубине высоту около 2-2,5 м, подходя к береговой черте на глубину около 1 м, имеют высоту всего 0,3-0,5 м [4]. Некоторые исследователи считают, что количество подводных валов и их высота могут быть приняты как основание для ориентировочной оценки запасов наносов и определения тенденций морфодинамического развития берега.

Формирование на Лебской пересыпи максимально широких пляжей связано с тем, что на подводном склоне имеется много песчаного материала (банки Слупская и Сило). Кроме того, относительно близко к берегу протягивается древняя долина Палеовислы, поставляющая также значительные массы песчаного материала, вовлеченного далее в эоловый процесс. Вторым фактором развития эолового морфогенеза в береговой зоне является характер ветрового режима – доминирование благоприятного направления ветра и его достаточная скорость. Образующийся при этом ветро-песчаный поток играет основную транспортирующую роль в перемещении песка. За счет него в тыловой части пляжа формируется зона активной аккумуляции наносов. Так, пляж в районе Любятова имеет иногда необычное строение: его поверхность осложнена валообразными

повышениями, расположенными ритмично в крест простирания береговой линии (рис. 1). Ширина этих валов и разделяющих их понижений – в пределах первого десятка метров, наибольшая высота не превышает 0,5 м.



Рис. 1.



Рис. 2.

Полоса эоловой аккумуляции, образованная в основном ветрами западных направлений (от ЮЗ до СЗ) состоит из серии аккумулятивных формирований, представляющих звенья единой эволюционной цепи и отражающих определенные стадии ее развития. Это эоловая подушка, авандюна, дюнный вал (ДВ). Островершинная или уплощенная авандюна (высотой 4-7 м) протягивается вдоль берега, обеспечивая его защиту от размыва (рис. 2). На Лебской пересыпи зоны размыва и аккумуляции чередуются через каждые 1,2-1,6 км, несмотря на единое направление береговой линии. Мониторинг берегов Куршской и Вислинской кос выявил аналогичную ситуацию – распространение авандюны носит пульсационный характер – то она формируется, поддерживая устойчивость расположенного за ней ДВ, то исчезает, что ведет к его размыву и образованию почти вертикальных уступов. Такие уступы в ДВ, в настоящее время отделенные от моря авандюной или другим более молодым ДВ, фиксируют положение древних береговых линий и прослеживаются на различных участках песчаных берегов. Так в районе Любятова, в морском склоне ДВ выработан крутой уступ, морфологически напоминающий бывшую абразионную береговую линию, что подтверждается и геологическими данными (рис. 3). Аналогичные формы рельефа наблюдаются и на Куршской косе на участке пос. Хвойный и дюны Мюллера в районе пос. Рыбачий [1].

Центральная часть побережья Польши характеризуется обширными эоловыми площадями. Анализ прибрежного рельефа показывает присутствие нескольких генераций разновозрастных ДВ (до 4-х). В районе Любятова четко прослеживаются два вала. Первый из них, расположенный непосредственно за авандюной, имеет высоту 7-8 м. Береговой склон ДВ осложнен огромной современной котловиной выдувания, образующей мощный очаг распространения открытых песков на фоне в целом залесенной поверхности вала. Более древний ДВ, высотой до 20 м широкий, полностью покрытый лесом, сопряжен с поверхностью древней позднеледниковой ложбины стока, расположенной за полосой прибрежных дюн и протягивающейся в западном направлении.

Многие эоловые формы Лебской пересыпи находятся в стадии активного развития, в виде параболических дюн и открытых барханов. Такие формы испытывают современное

смещение с разной скоростью, изменения которой имеют, по мнению некоторых исследователей, циклический характер с периодом в 7-10 лет [6]. В пределах Лебской пересыпи 50% дюн являются подвижными, среди них около 18% перемещаются со скоростью более 5 м в год. Большая часть их сосредоточена в средней части пересыпи. Самыми динамичными являются прибрежные барханы, расположенные в ее центральной части. Здесь ранее была зафиксирована максимальная скорость движения песков – 21 м в год [2].

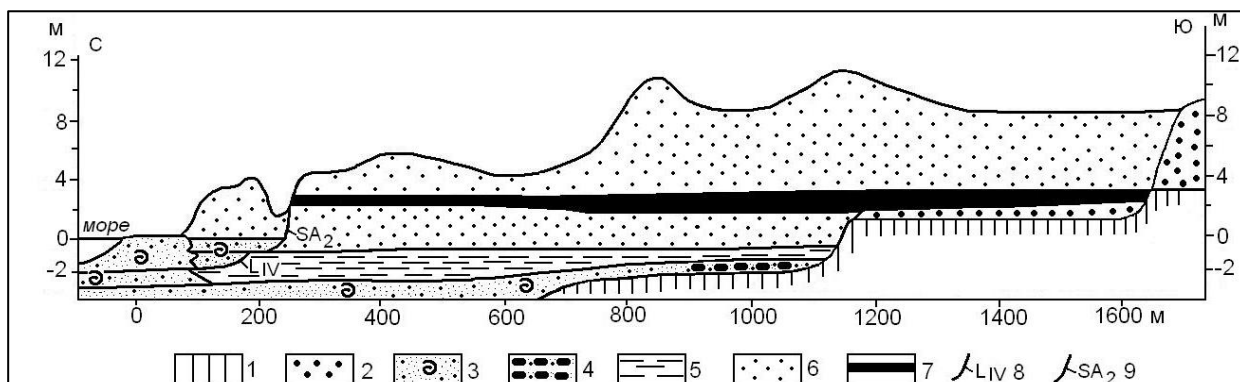


Рис. 3. Строение побережья в районе Любытово (по [4] с изменениями). Условные обозначения: 1 – морена, 2 – флювиальные отложения позднеплейстоценового возраста, 3 – морские пески, 4 – галька, 5 – лагунные илы, 6 – золотые отложения, 7 – торф, 8 – древний клиф (средний голоцен), 9 – древний клиф (поздний голоцен).

В заключение надо отметить, что формирование и развитие крупных аккумулятивных форм Польши и России на фоне колебаний уровня моря происходили в целом по единому сценарию для всего побережья ЮВ Балтики.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ, проект №13-05-00112.

Литература

1. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Развитие барьерно-лагунных систем юго-восточной Балтики / Океанология 2008. Т. 48. №4. С. 641-647.
2. Муселяк С.С. Морфолитодинамика береговой зоны бесприливного моря (на примере берегов ПНР) Докт. диссертация. 1988. 302 с.
3. Павлидис Ю.А. Некоторые особенности послеледниковой трансгрессии Балтийского моря и ее связь с новейшей трансгрессией других морей/новые исследования берегов морей и водохранилищ /Тр. Океаногр. ком. 1961. Т.12. С. 86-93.
4. Kazsubowski L. Middle and late Holocene transgressions of the Baltic Sea on the central polish coast / Journal of coastal research 1992. V.8. N 2. P.301-311.
5. Mojski J.E. Poligenesis of the Southern Baltic floor relief / Landform analysis. 1997. V.1. P. 51-54.
6. Rotnicka J. Factors controlling the development of foredunes along the Leba barrier on the south Baltic coast of Poland / Journal of coastal research. 2011. SI 64. 308-313. Poland. ISSN 0749-0208.
7. Uscinowicz S. A relative sea-level curve for the Polish Southern Baltic Sea. /Quaternary International 2006. V.145-146. P. 86-105.

ВОЗВРАЩАЯСЬ К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ БЭРОВСКИХ БУГРОВ

Бадюкова Е.Н.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
badyukova@yandex.ru*

Введение. Интересные формы рельефа, т.н. бэровские бугры (ББ) широко распространены в Северном Прикаспии. К.Бэр был первый, кто обратил на них внимание, в дальнейшем появилось много статей, посвященных этим формам, в каждой из которых рассматривался разный генезис: эоловый, эрозионно-аккумулятивный или прибрежно-морской. Как морфология, так и характер отложений ББ не позволяют согласиться с данными утверждениями. В работе рассматривается возможность образования ББ на дне т.н. пластовых потоков, направленных в пролив Маныч в конце плейстоцена – начале голоцена.

Морфология, распространение. В Северном Прикаспии ББ присутствуют в форме отдельных холмов или гряд не повсеместно, а в виде отдельных массивов, приуроченных далеко не всегда к дельтам рек. Береговая линия позднехвалынской трансгрессии приурочена к 0-3 м абс. Начиная с этих отметок характер рельефа изменяется – на плоской равнине появляются низкие (около 1 м), широкие (до 10 м), вытянутые на десятки метров увалы. Размеры их постепенно увеличиваются при движении на юг, достигая высоты до 10-12 м, например, у пос. Харабали, где, приобретая облик типичных ББ, они имеют генеральное юго-западное направление и характеризуются плавными переходами к межгрядовым ложбинам, и где их рельеф напоминает большие волны (рис.1). Во всех массивах ББ расположены кулисообразно, что хорошо видно там, где рельеф не был изменен с момента образования бугров, т.е. выше отметок –20 м., куда не проникала новокаспийская трансгрессия. В дельте Волги и прилегающих к ней районах рельеф ББ существенно нарушен, как волновой абразией, так и эрозией речных протоков. Направление доминирующих ветров способствовало формированию протяженных в том же направлении ильменей. Песок с их берегов образовал эоловые перемычки между ББ, поэтому на космоснимках ББ часто выглядят, как протяженные гряды (рис. 2).



Рис.1. Рельеф ББ около пос. Харабали.

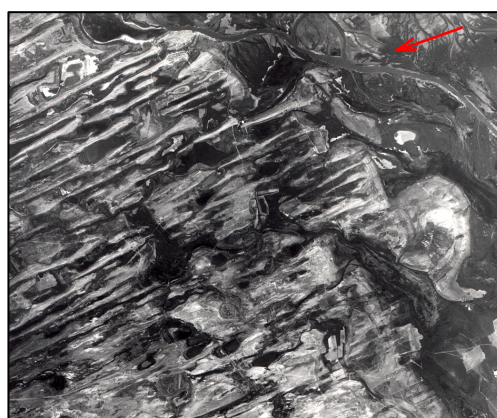


Рис.2. Протяженные гряды в дельте Волги.

Характер отложений ББ. Отложения, слагающие бугровую толщу (БТ), неоднородны по своему строению и, как правило, состоят из двух крупных пачек –

когда вскрывается обнажение на западной и юго-западной оконечности бугра, меняется характер слоистости: наблюдается не косая и мелко волнистая слоистость, столь характерная для БТ, а монотонное чередование субпараллельных слоев, углы падения которых возрастают до 20° - 30° . Объяснить это можно тем, что на западных перифериях бугров происходило наращивание БТ при движении материала вдоль уже сформированного тела и сваливание его вниз по склону.

Генезис ББ. Все выше перечисленное свидетельствует о том, что в позднехвалынское время на данной территории в водной среде функционировали довольно устойчивые течения. Причем они никоим образом не были связаны с прибрежной волновой активностью, так как ни гранулометрический состав материала (отложения от мелкозернистых песков до алевроитов и глин, неоднократно резко сменяющие друг друга в описываемых обнажениях), ни характер сортировки осадков, ни типы слоистости не свойственны осадкам береговой зоны моря. Все они характерны для потока, причем однонаправленного, часто меняющего свою скорость. Особенно важно подчеркнуть, что даже если допустить, что ББ возникли на дне моря (хотя этому допущению противоречат все данные об их распространении, морфологии и внутреннем строении), то при последующем понижении уровня моря, а затем его повышении в одну из стадий позднехвалынской трансгрессии они неминуемо бы размылись. Образование ББ может быть обязано действию широких т.н. пластовых потоков, следовавших с СВ на ЮЗ, а далее в Манычский пролив, существовавший, по нашему мнению, в позднехвалынское время [2, 3]. Не исключено, что вначале был единый пластовый поток, который по мере спада уровня водоема разделился на ряд отдельных рукавов.

Все описываемые формы рельефа могут являться своеобразными аналогами больших гряд – русловых форм, образующих в руслах рек ленточные гряды, побочни, осередки. Происхождение гряд исследователи связывают с наличием в потоке макромасштабной турбулентности [1, 4]. Это относительно стабильные образования, высота которых возрастает с увеличением расхода воды, а морфология имеет очень большое сходство с морфологией ББ. Условием для образования гряд является наличие достаточно большого стока влекомых наносов. Развитие грядовых аккумулятивных форм руслового рельефа представляет собой совокупность процессов эрозии, транспорта и аккумуляции. Крупные гряды на дне трехмерны и расположены в шахматном порядке. В спокойном потоке равнинной реки продольный профиль каждой гряды часто асимметричен: обращенный навстречу течению верховой (напорный) склон отлогий, обращенный вниз по течению низовой откос – крутой, до 25° - 30° . При экспериментальных натурных наблюдениях в канале (лотке) со спокойным течением формировались крупные песчаные гряды, причем их образование было приурочено к узкому диапазону скоростей – не менее 19 см/сек и не более 23 см/сек [Мельникова, 1997].

Характеристики турбулентности вихря могут быть различны, вероятно, этим можно объяснить столь разнообразные формы ББ, часто сменяющие друг друга. То же самое касается ориентации отдельно взятых бугров: при общем генеральном направлении возможны случаи различных их отклонений. Между грядами, сформированными на дне потока, часто образуются западины, которые в дальнейшем придают субэгральному рельефу элемент “бессточности” (рис. 5), на который обращали внимание многие исследователи.

Таким образом, данный генезис ББ объясняет: морфологический облик ББ, сочетание черт проточности и бессточности, постепенное выполаживание рельефа ББ на площадях их распространения, присутствие пресноводной фауны моллюсков и остракод, линзы и гнезда раковин и детрита в бугровой толще, механизм формирования двух пачек бугровой толщи, присутствие палеопочв, частичный размыв нижней БТ то с севера, то с юга, частичный размыв верхней толщи с разных сторон, литологический состав отложений – чередование слоев глин, алевроитов и песков, характер слоистости (косослоистая, черепицевидная, ленточная, круто падающие слои, и т.д.), прослои речного светло-серого песка, аналогичный состав отложений в ББ и межбугровых понижениях, присутствие в БТ толще минералов Уральской провинции, сцементированность и засоленность толщи и, наконец, проникновение *Cerastoderma Glaucum* в Каспий.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ, проект 13-05-00625.

Литература

1. Алексеевский Н.И. Формирование и движение речных наносов 1998. М. Изд-во МГУ.
2. Бадюкова Е.Н. Новые данные о морфологии и строении бэровских бугров / Геоморфология 2005. № 4. С.25-38.
3. Бадюкова Е.Н. Геоморфологические и литологические признаки существования «пластовых» потоков в Северном Прикаспии в позднехвалынское время / Геоморфология 2000. №2. С.27-41.
4. Мельникова О.Н. Деформация дна потока со свободной поверхностью 1997. М. Изд-во МГУ.

ОНОН-ТОРЕЙСКАЯ РАВНИНА КАК УНИКАЛЬНЫЙ ПОЛИГОН ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ОРГАНИЗАЦИИ ГЕОСИСТЕМ

**Баженова О.И.¹, Кобылкин Д.В.¹, Макаров С.А.¹, Рогалева Н.Н.², Силаев А.В.¹,
Черкашина А.А.¹**

¹*Институт географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, bazhenova@irigs.irk.ru,
agrembrandt@inbox.ru, makarov@irigs.irk.ru, anton_s@bk.ru, anna_cher.87@mail.ru,*

²*Государственный заповедник «Даурский», z-ninarog@mail.ru*

Онон-Торейская равнина благодаря своему географическому положению, сложной пространственно-временной организации геосистем и длительному периоду освоения человеком обладает ценными информационными ресурсами, представляющими большой интерес при решении ряда геоморфологических проблем. Территория давно привлекает внимание как отдельных исследователей, так и целых научных коллективов. Среди них особо следует отметить вклад в изучение геоморфологии района Даурской экспедиции МГУ [1]. Даурская степь, выбранная В.Б. Сочавой для организации первого в Сибири географического стационара, сегодня сохраняет свои ключевые позиции экспериментального полигона высокого международного уровня. Она не только служит эталоном степного центрально-азиатского типа географической среды, но также обладает

важными свойствами ландшафтных триггеров. Даурия одновременно принадлежит к нескольким крупным региональным природным системам, таким как бассейн р. Амур и область внутреннего стока Центральной Азии. Здесь сфокусировано несколько переходных зон – южная граница криолитозоны и северные пределы обширной аридной области. Все это обуславливает высокую динамичность природных процессов.

Равнина выполняет важные транспортные функции. Она является коридором для золотой миграции вещества. Равнина на протяжении многих веков выступала коридором миграции народов. Онон-Торейская равнина представляет собой глобальный орнитологический коридор. С севера на юг и обратно происходят периодические пульсирующие миграции копытных животных. В понимании Всемирного фонда дикой природы Даурская степь – один из глобально значимых наземных экорегионов [2]. Степные и лесостепные трансграничные равнинные территории России, Монголии и Китая объединены сходством годовых и многолетних природных ритмов, структурой и составом природных сообществ. Для дальнейшего изучения природных режимов Даурской степи и долговременного сохранения ее уникального биоразнообразия, международным заповедником «Даурия» при ведущей роли российского заповедника «Даурский» ведется работа по формированию трансграничной сети экологического мониторинга Даурии. Это системы долгосрочного комплексного изучения состояния экосистем региона на основе обширной сети мониторинговых пунктов в основных типах экосистем и на участках, наиболее важных с точки зрения поддержания биоразнообразия.

Геосистемы Даурской степи отличаются чрезвычайно сложной временной организацией. Поэтому особую ценность как исследовательский полигон Онон-Торейская равнина приобретает при изучении временной организации рельефообразования. Базовой основой такого исследования служат материалы многолетних полевых наблюдений на Харанорском стационаре Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, выступающие связующим звеном между прошлым и будущим. В ходе подробных и длительных стационарных исследований здесь получены данные, необходимые для построения моделей функционирования геосистем и прогноза изменения их состояний. Это, в свою очередь, позволяет раздвинуть пространственный и временной масштабы исследования. При этом объектами исследования выбираются элементарные геоморфологические системы, которые выступают носителем свойств целой группы иерархически связанных геосистем. На этих небольших по размерам и очень динамичных объектах можно расшифровать код поведения систем данной группы, если в течение относительно короткого времени проследить всю совокупность изменений, составляющих механизм функционирования геоморфологических систем. Для таких исследований как нельзя лучше подходят бессточные бассейны озер небольших размеров, включающие пади временных водотоков и долины малых рек, так как в них сохраняется интегральная информация, позволяющая получать летописи высокого разрешения. В пределах равнины насчитывается более 350 больших и малых соленых озер. Современные тектонические движения, формируя множество базисов эрозии и денудации, создают определенную свободу для развития обособленных участков отдельных озерных бассейнов. Получение необходимой информации об изменении расходов вещества в литопотоках достигается постановкой и проведением детальных многолетних стационарных и полустационарных геоморфологических исследований, использованием исторических данных и ГИС-технологий.

В качестве опорного нами выбран бассейн озера Хара-Нур, который обеспечен материалами стационарных наблюдений. Проведенное с системных позиций исследование позволило рассмотреть полностью весь механизм рельефообразования бассейна оз. Хара-Нур как сложной геоморфологической системы [3]. Внутривековой цикл функционирования бассейна, продолжительностью 27-35 лет, включает три динамических фазы, которые следуют одна за другой в определенном порядке. При прохождении фаз происходит смена механизмов обмена веществом и энергией между элементами системы и внешней средой, направления движения и расхода вещества в литодинамических потоках. Процессы, принадлежащие одной фазе, образуют в пространстве парагенетические цепочки.

В пределах цикла отмечается продолжительный период (зональная фаза) когда все элементы системы характеризуются автономным развитием. В это время происходит интеграция вещества, его подготовка к последующему выносу. При этом подготовленный к движению материал доставляется и накапливается на участках (делювиальных шлейфах, наледных полянах, береговых валах и др.), с которых в последующие экстремальные фазы происходит залповый вынос вещества. Причем, наблюдается упорядоченное во времени чередование максимального воздействия процессов на верхние (дефляция) и нижние (эрозия временных водотоков) ярусы рельефа.

Преобразование (дефляционное выравнивание) верхних ярусов происходит во время экстремальной аридной фазы, а расчленение днищ падей и формирование конусов выноса в озерной котловине свойственно для перигляциальной фазы. В целом, вещество и энергия передаются от одного элемента системы к другому в форме пульсаций. Эти постоянные пульсации и составляют суть иерархически организованного механизма рельефообразования. Механизм сочетает в себе черты аридного и перигляциального рельефообразования в условиях непосредственного соседства криогенной и аридной морфоклиматических зон. Он отличается устойчивостью, так как установлен не только современными многолетними наблюдениями, но обнаруживается в строении опорных разрезов четвертичных отложений.

Первые результаты недавно начавшейся расшифровки голоценовой летописи также показывают отражение в строении опорных разрезов Онон-Торейской равнины динамических фаз рельефообразования. В отложениях поймы оз. Хара-Нур они представлены чередованием погребенных почв с озерными и эоловыми осадками. В замкнутых седловинах – ловушках пади Крементуй, куда поступает только эоловый материал, в эоловых отложениях обнаружено 3 погребенных почвы. В пойменных отложениях малых рек (Ага и Иля) выделяется три сложно организованные толщи. Они представлены погребенными почвами, аллювиальными мелкозернистыми песками с галькой и эоловыми суглинистыми отложениями, которые последовательно сменяют друг друга в вертикальном разрезе [4]. Толщи отражают три цикла рельефообразования конца среднего и позднего голоцена, включающие эоловую и флювиальную динамические фазы и зональную фазу ослабления денудации и повышения скорости почвообразования.

Наиболее сложным строением голоценовых отложений отличаются пади с резко меняющимся динамическим режимом, в которых, периодически по ряду причин формируются водоемы. Изучение разрезов позволило зафиксировать быстрые катастрофические проявления экзогенных процессов в малых бассейнах. В пади Крементуй установлен быстрый «залповый» снос материала со склонов и заполнение

днища в атлантический период голоцена. В котловине оз. Ножий четко выделяется примерно 250 летний отрезок накопления эолового песка в малый ледниковый период [5].

Перспективными представляются дальнейшие детальные реконструкции голоценовой морфолитодинамики в котловинах озер Ару-Торум, Б. Чиндант, Ножий, Зун-Соктуй, Б. Якши и др. Они сопровождаются также продолжением стационарных наблюдений в сочетании с маршрутными и дистанционными исследованиями, картографированием сценариев отдельных фаз рельефообразования. Кроме того, для изучения временной организации рельефообразования целесообразно привлечение материалов по геоархеологии. На Онон-Торейской равнине сконцентрировано несколько сотен разновременных и разнохарактерных археологических памятников, отличающихся своеобразной геоморфологической позицией и обилием палеонтологического материала [6]. Среди них выделяются стоянки с поверхностным культурным горизонтом, подверженным дефляции [7], многочисленные стоянки озерного пояса, погребенные в эоловых песках [8], остатки постройки так называемого «Вала Чингизхана», плиточные могилы, курганы, керексуры и др. Особенности нахождения и размещения археологических памятников дают основания для интересных палеогеографических построений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 13-05-00524.

Литература

1. Лукашов А.А., Борсук О.А., Снытко В.А., Постоленко Г.А. 50 лет Даурской экспедиции МГУ: взгляд на геоморфологические процессы в Забайкалье // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Щукинские чтения. Труды. М.: МГУ, 2010. С. 168-170.
2. Olson D., Dinershtein E. The Global 200: priority ecoregions for global conservation // *Annals of the Missouri Botanical Garden*. 2002. Vol. 89. №2. P. 199-224.
3. Баженова О.И., Кобылкин Д.В. Динамические фазы внутривековых циклов рельефообразования бессточных озерных бассейнов Даурии // *География и природные ресурсы*. 2014. № 3. С. 113-123.
4. Базарова В.Б., Лящевская М.С., Орлова Л.А. Палеоклиматические события позднего голоцена в пойменных отложениях малых рек юго-Восточного Забайкалья // *География и природные ресурсы*. 2014. № 2. С. 115-123.
5. Базарова В.Б., Гребенникова Т.А., Орлова Л.А. Динамика природной среды бассейна Амура в малый ледниковый период // *География и природные ресурсы*. 2014. № 3. С. 124-132.
6. Окладников А.П., Кириллов И.И. Юго-Восточное Забайкалье в эпоху камня и ранней бронзы. Новосибирск: Наука, 1980. 176 с.
7. Мороз П.В. Среднепалеолитические памятники южного Забайкалья (по материалам стоянок с поверхностным культурным горизонтом // *Древние культуры Монголии и Байкальской Сибири. Материалы IV Международной научной конференции. Часть I*. – Чита, 2013. С.137-145.
8. Шамсутдинов В.Х. Археологические памятники и палеогеография голоцена Торейской депрессии (Юго-Восточное Забайкалье) // *Сибирь и ее соседи в древности*. Н.: Наука, 1970. С. 284-289.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ПРИРОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ НА АЛТАЕ

Барышников Г.Я., Панин А.В.

*ФГБОУ ВПО «Алтайский государственный университет», bgj@geo.asu.ru
МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, a.v.panin@yandex.ru*

В последние годы нами выполнялись геоморфологические исследования по проекту РФФИ «Катастрофический сброс вод приледниковых озер Алтая и их влияние на формирование рельефа речных долин» (2012-2014 гг.) и по проекту Русского географического общества «Экстремальные природные явления горных стран в прошлом, настоящем и прогнозы на будущее (на примере Горного Алтая)» (2013-2015 гг.). Полученные материалы в результате проведенных экспедиционных работ в Горном Алтае, существенно дополнили наши представления о геоморфологических процессах, происходящих в Прителечье, в долине Бии, в центральной части Горного Алтая и в долине Катунь. При этом, нами, для подтверждения возрастных характеристик озерно-аллювиальных отложений был использован метод оптико-люминесцентного (ОСЛ) датирования. По аллювиальным отложениям, опробованным в 15-м обнажении в правом борту руч. Чеченег, впадающего в Телецкое озеро в районе пос. Яйлю, получено три ОСЛ даты (снизу вверх, в тыс.л.н.): 37.5 ± 2.3 (GdTL-1714), 46.6 ± 3.8 (GdTL-1713), 37.7 ± 2.0 (GdTL-1712). Инверсия в средней части позволяет считать дату по среднему образцу удревненной. Тогда аллювиальное осадконакопление, происходившее весьма быстро, закончилось не позднее 40 тыс.л.н. (с учетом погрешностей датировок), и причиной этого послужило, вероятно, снижение базиса эрозии.

Ранее [1] мы приводили предположение [2], в котором автор на основе простого расчета попытался получить абсолютное время образования озера. По его расчетам возраст озера определялся в 36,0 тыс. лет. Простота расчета и исходных данных не претендует на точность. Тем не менее, наши палеогеографические построения достаточно уверенно свидетельствуют о том, что, террасы широтного отрезка озера и Верхней Бии формировались синхронно. Это доказывает их равная высотность и количество. Таким образом, полученная оптико-люминесцентная датировка уточняет возраст образования Телецкого озера, который может считаться в пределах 40 тыс. лет.

Составление детальной геоморфологической карты 1:25000 масштаба для долины Катунь выявило несколько участков, подтверждающих катастрофизм событий, связанных с прорывом вод в верхнем неоплейстоцене из приледниковых озер. Вследствие отсутствия у речных долин строгой прямолинейности, водные потоки, в том числе и катастрофические, на отдельных участках долины уменьшали скорости своего течения, а на других, наоборот, увеличивали. Довольно часто плановый рисунок основной реки и ее притоков характеризовался тем, что изгибы и направления долин притоков оказывались на одной прямой. В этом случае, огромные массы воды с включенными в них обломками горных пород беспрепятственно проникали в притоки, разрушая все на своем пути. Так, в устье руч. Тыткескень, (левый приток Катунь близ с. Еланда) среди коренных эффузивных пород находился небольшой массив известняков, гребнем стоящий поперек русла ручья. Остатки от этого гребня сейчас можно наблюдать в правом борту и частично в левом руч. Тыткескень. При огромной ударной силе водного потока этот гребень легко

разрушился, а отколовшиеся глыбы были перемещены вместе с галечниковым аллювием вглубь долины ручья-притока. При детальном изучении разреза террасы не видно скопления глыб известняков ниже по течению от коренных выходов, тогда как вверх по течению ручья они встречаются повсеместно. По удаленности этих глыб от коренного источника и изменения размерности глыб можно судить о мощности такого паводка. В других местах при резком развороте долины отмечалась инверсия катастрофического водного потока за счет турбулентности и заброс разрушенных коренных горных пород в противоположную от основного движения водных масс, сторону.

Предметом дискуссии могут явиться следы волноприбойной деятельности, обнаруженные нами в левом борту р. Б. Яломан на высоте 350 м от современного уреза воды, где на коренных породах в обнажениях крупно- и средне кристаллических гранитов образовалась горизонтально ориентированная цепочка котловин вымывания, фиксирующая уровень древнего палеоозера. Размер таких котловин достигает 30-50 см, иногда до 1 м в диаметре, с глубиной проработки до 10-15 см (рис. 1). Если принять их за котловины выдувания или физического выветривания, то, чем можно объяснить такие же формы микрорельефа, встречаемые на той же высоте по известняковым породам в районе с. Иня и на водоразделе г. Хрустальной?



Рис. 1. Следы волноприбойной деятельности палеоозера на коренных выходах гранитов в левом борту р. Б. Яломан.

О скоростях водной эрозионной обработке горных пород можно судить по валунам находящихся в русловом аллювии в месте впадения р. Б. Ильгумень в р. Катунь (рис. 2). На снимке отчетливо видны котловины и борозды вымывания по гранитам. Поскольку валуны располагаются в современном русле реки, то можно предположить, что это современное образование и скорость эрозионного размыва горных пород здесь очень велика. Такие же образования встречаются и на других участках долины Катунь.

В рамках подготовки к Региональной конференции Международной ассоциации геоморфологов (IAG), которая будет проводиться на Алтае в июле 2015 г Алтайским университетом совместно с Российской ассоциацией геоморфологов, изучен известный геологический разрез левобережной аллювиально-озерной террасы р. Иня (правый приток Катунь, ниже устья р. Чуи). Здесь на бортах крупного оврага вскрыты чередующиеся пачки гравийно-галечникового аллювия р. Ини и песчано-алевритовых, местами илисто-глинистых осадков озерного генезиса. Озерные отложения интерпретированы как осадки

подпрудных озер, формировавшихся, когда устье Ини блокировалось катафлювиальными отложениям Катуня при прохождении по ней очередного катастрофического паводка. Во вскрытой верхней части разреза (до глубины 30 м) выделяется три озерных пачки мощностью по 3-5 м, представляющих собой желтые горизонтально слоистые алевриты с прослоями тонко-мелкозернистого песка. Каждая пачка опробована на оптико-люминесцентный (ОСЛ) анализ. Образец из прослоя тонкозернистого песка с глубины 2,5 м в верхней озерной пачке (интервал глубин 0-4 м) показал ОСЛ возраст 15400 ± 730 л. (GdTL-1709). Образец из средней пачки (15-20 м) с глубины 18 м (2 м над подошвой пачки) имеет возраст 21100 ± 1200 л. н. (GdTL-1710). Нижняя озерная пачка (21-24 м) датирована временем 24000 ± 1600 л. н. (GdTL-1711; образец с глубины 23 м, или 1 м над подошвой пачки).



Рис. 2. Котловины вымывания по гранитам руслового аллювия в месте слияния р. Б. Ильгумень с р. Катунью.

Ранее из верхних двух пачек озерных глин в качестве эксперимента В.А. Паньчев отобрал и проанализировал пробы карбоната, которые показали следующий радиоуглеродный возраст: 22275 ± 370 14С лет (СОАН-2240) для верхней пачки глин и 23350 ± 400 14С лет (СОАН-2239) для средней (Барышников, 1992). Датировки 14С, особенно с учетом калибровки (приведения к календарному возрасту), оказываются несколько древнее датировок ОСЛ. Это может быть связано с загрязнением датированных карбонатов древним углеродом из коренных пород верховий бассейна Ини, откуда они транспортировались рекой в составе "ледниковой муки". Не исключено также некоторое омоложение ОСЛ датировок, связанное с неопределенностью показателя "средней за время жизни влажности" [3]. С учетом регионального климата и положения в разрезе этот показатель принимался равным 7%. Если принимать его 25-30%, что недалеко от величины максимальной влагоемкости грунта, ОСЛ даты удревняются на 3,5-4,5 тыс. лет. В любом случае, подпрудные явления датируются временем, относящимся к последнему криохрону – изотопно-кислородной стадии 2.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-00919-а) и Русского географического общества (грант № 13-05-41070-РГО-а).

Литература

1. Барышников Г.Я. Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозой (на примере Горного Алтая. Томск: Изд-во ТГУ, 1992. 182 с.
2. Бубличенко Н.Л. Происхождение Телецкого озера// Вестник Западно-Сибирского геологического управления, 1939. С. 42-58.
3. Панин А.В. Методы палеогеографических исследований: четвертичная геохронология. Учебное пособие. М.: Географический факультет МГУ, 2014. 116 с.

ВЛИЯНИЕ МОРФОМЕТРИИ ВОДОСБОРА НА КОЭФФИЦИЕНТ ДОСТАВКИ НАНОСОВ

Безухов Д.А., Беляев В.Р., Иванова Н.Н.

МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, dobrohuch@gmail.com

Вопросы количественной оценки перераспределения наносов на малых водосборах в зоне чернобыльского загрязнения неоднократно освещались многими исследователями. Данные, полученные для отдельных ключевых участков можно применить для расчета результирующей баланса наносов и анализа миграции радиоактивного загрязнителя в крупном речном бассейне, к которому относятся эти ключевые участки. Основную трудность при этом представляет проблема экстраполяции результирующих баланса наносов ключевых водосборов, значительно уступающих по площади изучаемому бассейну, на всю его территорию. В связи с этим возникает необходимость оценить количество выносимых веществ с территорий, не охваченных полевыми наблюдениями.

Для того чтобы оценить объем наносов, ежегодно поступающих в главную реку необходимо определить количество материала, выносимого за пределы с тех водосборов, которые непосредственно связаны с главным водотоком. Исследуемый речной бассейн разбивается на малые водосборы разных порядков. Каждый из них вносит некоторый относительный вклад в приходную составляющую баланса наносов всего речного бассейна. Этот вклад выражается в виде коэффициента доставки наносов (SDR) – соотношения, являющегося показателем количества наносов, выносимых за пределы водосбора относительно общего их поступления, обусловленного эрозионными процессами. Зная среднегодовые темпы смыва почвы (R , т/га в год), рассчитываемые по эмпирико-математической модели, площадь области сноса материала (S_a , га), которая обычно равна площади распаханых склонов, коэффициент доставки наносов (SDR , %), можно рассчитать массу материала (a , следовательно, и количество радиоактивного загрязнителя), выносимого за пределы водосбора за один год (m , т):

$$m = RS_a SDR / 100$$

Таким образом, для оценки баланса наносов в речном бассейне необходимо определить коэффициент доставки для каждого малого водосбора. Этот показатель по своей сути является результирующей баланса наносов в пределах некоторого водосбора, поэтому он зависит от тех же факторов, что и эрозионно-аккумулятивные процессы в целом – гидрометеорологических, геологических, геоморфологических, почвенно-эрозионных, факторов растительности. При прочих равных условиях, рельеф земной поверхности, вероятно, может оказывать существенное влияние на конечный объем

наносов, выносимых за пределы водосбора, что позволяет установить зависимость между коэффициентом доставки водосбора и его геоморфологическим строением.

В ходе решения поставленной задачи использовалась совокупность из 28 ранее исследованных водосборов, расположенных в центральной и южной частях Европейской территории России в диапазоне природных зон от лесостепи до сухой степи, в разных геоморфологических условиях от равнины (Окско-Донская) до возвышенностей (Ставропольская, Общий сырт) [1]. Ранее проведенные исследования позволили в результате расчетов различными независимыми методами (радиоцезиевым, почвенно-морфологическим) определить коэффициенты доставки наносов для этих водосборов. В рамках данной работы, для каждого из них в системе ESRI ArcGIS 10.2 по цифровым моделям рельефа (ЦМР), построенным либо в результате векторизации топографических карт, либо по данным SRTM, вычислены основные морфометрические характеристики: площадь, периметр, абсолютная высота, крутизна, экспозиция, кривизна продольного и поперечного профилей, густота расчленения, уклон днища, а также их максимальные минимальные и средние значения. Форма водосборов в плане оценивалась с помощью введенного нами коэффициента изометричности (k_i). Он равен отношению между площадью некоторого водосбора (F , км²) и площадью круга (S_o , км²), который имеет периметр, равный периметру исходного водосбора (P , км):

$$k_i = F / S_o$$

Коэффициент изометричности имеет смысл как отношение площади водосбора к максимальной возможной площади при том же периметре. Так как по законам евклидовой геометрии любая плоская фигура при неизменном периметре не может иметь площадь, больше чем площадь круга, k_i всегда будет меньше единицы. Из вышеприведенного соотношения коэффициент изометричности выражается через площадь и периметр водосбора в виде соотношения:

$$k_i = 4\pi F / P^2$$

Чем больше коэффициент изометричности, тем сильнее плановая форма водосбора приближается к окружности, чем меньше, тем более вытянутую форму имеет водосбор. Форма водосбора в плане может оказывать влияние на вынос наносов через замыкающий створ, с одной стороны, за счет разной дистанции от источников до устья, а с другой стороны – за счет разной протяженности и площади зон аккумуляции в днищах у водосборов разной формы.

После вычисления значений всех выбранных морфометрических параметров водосборов с помощью построения регрессионных уравнений вида $SDR=f(x)$, где x – значение какого-либо параметра и вычисления коэффициента корреляции (в среде Microsoft Excel), определялись те морфометрические характеристики, которые имеют наибольшее влияние на коэффициент доставки наносов. Из вышеперечисленных параметров только площадь, периметр и средняя крутизна имеют корреляцию с коэффициентом доставки наносов в пределах $0,5 < r < 0,54$, а для остальных $r < 0,5$. Этот факт дает основание полагать, что морфометрические характеристики водосбора по отдельности, скорее всего, не оказывают существенного влияния на коэффициент доставки наносов.

Эмпирическим путем выявлено соотношение, обладающее гораздо большей корреляцией с коэффициентом доставки наносов ($r=0,67$). Оно является функцией амплитуды абсолютных высот (H , м – характеризует расчлененность и энергетический

потенциал рельефа), коэффициента изометричности (k_i , форма водосбора в плане) и периметра (P , км – прямо пропорционален площади водосбора, поэтому косвенно отражает его гидрологический потенциал и способность к аккумуляции наносов):

$$SDR \sim \pi H / k_i P$$

Как указано выше, коэффициент изометричности зависит от площади (F , км²) и периметра водосбора, поэтому полученное соотношение примет вид:

$$SDR \sim HP / 4F$$

Для этого соотношения определена степенная зависимость, наиболее подходящая для расчета коэффициента доставки наносов водосбора:

$$SDR = 0,278 (HP / 4F)^{1,334}$$

Полученная зависимость обладает рядом преимуществ. На настоящий момент ее применимость подтверждена для водосборов в диапазоне площадей от ≈ 1 до ≈ 200 км² и для достаточно широкого спектра физико-географических условий (см. выше). Расчетные параметры представляют собой простые характеристики водосбора, которые можно получить при анализе ЦМР исследуемой территории. Это дает возможность проведения оценочных балансовых расчетов для неисследованных речных бассейнов. Получаемые значения коэффициента доставки наносов могут быть в дальнейшем проверены полевыми методами или по данным мониторинга стока наносов.

Перспективой дальнейших исследований по данной теме можно считать дополнение изучаемой статистической совокупности водосборов новыми данными, комбинацию полученной эмпирической зависимости с другими расчетными моделями, использование расчетного уравнения коэффициента доставки наносов вместе с данными дистанционного зондирования о землепользовании для изучения динамики перераспределения наносов в речных бассейнах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 13-05-00162 А).

Литература

1. *Голосов В.Н.* Эрозионно-аккумулятивные процессы в речных бассейнах освоенных равнин. М.: ГЕОС, 2006. 296 с.

ЭРОЗИОННАЯ СЕТЬ ВЕРХОВЬЕВ БАСЕЙНА Р. МЕЖА: СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ, ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

Беляев Ю.Р.¹, Еременко Е.А.¹, Константинов Е.А.², Деркач А.А.¹

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, yrbel@mail.ru,

²Институт географии РАН, eakonst@rambler.ru

Вопросы соотношения основных событий в истории развития эрозионных форм рельефа с динамикой ландшафтно-климатических условий привлекают значительный интерес исследователей, несмотря на то, что изучаются уже более столетия. Традиционно, основные наиболее крупные этапы в плейстоценовой истории эрозионной сети Восточно-Европейской равнины связывают с межледниково-ледниковыми климатическими циклами, хотя представления о соотношении этапов углубления и роста эрозионной сети

и этапов ее заполнения с различными фазами климатических циклов в работах разных исследователей отличаются.

Существующие представления базируются главным образом на основании изучения эрозионных форм, расположенных вне границ последнего покровного оледенения – как в зоне распространения средне и раннеплейстоценовых покровных ледников, так и во внеледниковой зоне. Для этих районов установлено неоднократное заполнение и частичное наследование древней эрозионной сети [1, 2], причем современная эрозионная сеть преимущественно уступает по длине и глубине расчленения эрозионной сети предыдущих эрозионных циклов [3].

Однако на участках, непосредственно прилегающих к главным водоразделам Восточно-Европейской равнины, а также находящиеся в относительной близости от границы максимального распространения валдайского покровного ледника условия развития эрозионной сети были совершенно специфичны, она развита слабее, чем во внутренней части крупных речных бассейнов, а возраст и история ее развития изучены недостаточно. Одним из таких районов является территория верховьев бассейна р. Межа, непосредственно прилегающая к водоразделу Западной Двины и Волги, а также границе максимального распространения валдайского покровного ледника.

Малые эрозионные формы рельефа исследуемого района представлены преимущественно нечеткими балочными формами, которые по мере приближения к водоразделам постепенно переходят в слабо выраженные в рельефе ложбины. Продольные профили как крупных балок длиной более 3-5 км, так и меньших по длине эрозионных форм отчетливо выпуклые, реже – прямые, невыработанные.

В большинстве случаев на склонах и днищах малых эрозионных форм отсутствуют следы террас или террасовидных поверхностей, а днище выстлано маломощной (1-1,5 м) толщей балочного аллювия, залегающей непосредственно на морене или на водно-ледниковых отложениях. Лишь в одной из исследованных ложбин было обнаружено локальное переуглубление, заполненное аллювиально-склоновыми отложениями мощностью до 3 м. В основании заполняющей переуглубление толщи залегают относительно маломощный (0.1-0.2 м) торф, радиоуглеродная датировка которого составила 36210 ± 600 (ИГАН-3844). При этом на соседних междуречьях в заполнении моренных западин также повсеместно обнаруживаются погребенные торфа, спорово-пыльцевые спектры которых свидетельствуют, однако, об их микулинском возрасте [4].

Долина р. Межа в своих верховьях (10-15 км от истока) вложена в крупную ложбину стока талых ледниковых вод и характеризуется чередованием резких расширений, в пределах которых она практически теряет морфологические признаки, свойственные речным долинам, и сужений, где долина углубляется, у нее появляются четко выраженные эрозионные склоны и днище. При этом если в самых верховьях долины днище долины одноуровневое, то в пределах сужений долины, расположенных ниже по течению четко выделяется два и более различных уровней днища долины.

В пределах изученного расширения долины днище ее пологовогнутое, шириной до 350-400 м, без четко выраженных уровней. Два обособленных уровня поймы оформляется лишь в нижней по течению части расширения, однако разница высот между ними не превышает нескольких десятков сантиметров. Современное русло реки интенсивно меандрирует в пределах осевой части днища, нигде не подходя к бортам долины.

В центральной части изученного расширения долины скважинами вскрыта залегающая непосредственно на московской морене и слагающая практически все днище долины толща алевроглинистых озерно-болотных отложений мощностью до 8-9 м с мощным прослоем гиттий и торфа на глубинах 6,0-7,0 м., в которую вложен заполненный аллювиальными и аллювиально-болотными отложениями более молодой погребенный врез глубиной до 4-4,5 м. Ширина погребенного вреза по бровкам составляет до 200-250 м и значительно уступает общей ширине днища долины. Пологие борта долины перекрыты склоновыми отложениями мощностью до 1 м, которые частично перекрывают днище долины и фациально сочетаются с аллювиальным заполнением вреза.

Дробный гранулометрический анализ отложений, заполняющих днище расширения долины, позволил выделить следующие основные толщи:

В основании разреза (на глубинах 10,0 м от поверхности и глубже) залегает московская морена. Она перекрыта переслаиванием сизых алевроглинистых отложений и прослоев со значительной долей песчаного материала, фиксирующих чередование озерного осадконакопления с выбросами более грубого материала за счет аллювиальной или, возможно, флювиогляциальной активности (8,3-10,0 м). Выше залегают алевроглинистые отложения с незначительной примесью песчаной фракции, имеющие сизоватую окраску. На глубинах 6,0-7,0 м сизые глины и алевролиты сменяются обогащенными органикой гиттиями. На глубине 6,3-6,5 м наблюдается прослой торфа. Выше 6,0 м содержание органики в отложениях вновь резко снижается и материал опять приобретает сизоватый оттенок. Судя по гранулометрическому составу и характеру залегания вся толща (8,3-4,7 м) сформировалась в результате заполнения озерной котловины (предположительно в период с конца московского времени до поздневалдайского времени включительно). Торфа фиксируют этап смены озерного режима болотным в условиях предположительно микулинского межледниковья.

Прорезающий озерно-болотные отложения эрозионный врез заполнен толщей преимущественно песчаных отложений, отражающих резкое увеличение флювиальной активности в валдайское позднеледниковье. Наибольшее содержание песчаной фракции наблюдается на глубинах 4,7-1,7 м. В толще наблюдаются многочисленные включения грубообломочного материала щебнисто-дресвяной размерности содержание которых достигает 20% в отдельных прослоях. В верхних 1,5-1,7 метрах наблюдается направленное снижение доли песчаной фракции, отражающее, вероятно, постепенное затухание флювиальной активности в голоцене.

На участках сужений строение днища долины упрощается. В частности, в сужении долины ниже изученного озеровидного расширения озерно-болотных отложений не наблюдается вовсе. Заполненный аллювием врез углублен непосредственно в толщу московской морены. Днище долины имеет ширину до 100-120 м и полностью занято поймой, сложенной аллювиальными отложениями и состоящей из двух разновысотных ступеней. В основании аллювиальной толщи залегает дресвяно-щебнисто-песчаный базальный аллювий, аналогичный обнаруженному выше по течению и выстилающий все днище вреза. Базальный аллювий перекрыт слагающими высокую и низкую пойму двухчленными аллювиальными пачками. Нижнюю часть каждой из пачек составляет песчано-дресвяно-щебнистый русловой аллювий. Верхняя часть – суглинисто-супесчаный пойменный аллювий с линзами глин или оторфованных суглинков, фиксирующих положение старичных ложбин.

Анализ геологического строения верховий долины и малых эрозионных форм позволяет предполагать, что к концу московского оледенения на месте современной долины Межи существовала цепочка замкнутых понижений – западин, занятых озерами. Возможно, эти озера были проточными.

Вплоть до конца валдайского времени происходило направленное заполнение западин озерными отложениями. На ранних этапах заполнения (в позднемосковское время) значительную роль играли также водно-ледниковые процессы и поступление наносов в западины из малых эрозионных форм, формировавшихся на их бортах. Кроме того, наблюдаются следы относительно кратковременной смены озерных условий болотными. Результаты исследований озерно-болотных отложений соседних междуречий [4] позволяют предполагать, что заболачивание происходило в микулинское время.

К поздневалдайскому времени озерные котловины были в значительной степени заполнены. В дальнейшем, интенсификация глубинной и, отчасти, боковой эрозии в валдайское позднеледниковье (в том числе, возможно, и за счет сброса вод из подпрудного приледниковых озер, располагавшихся, в частности, в котловине, занятой в настоящее время болотом Старосельский Мох) привела к образованию относительно узкого (около 100-120 м) и глубокого (до 4-5 м) вреза, который «пропилил» перемычки между озерными котловинами и способствовал спуску остатков озер. Именно в это время верховья долины р. Межа окончательно оформились как единая эрозионная форма. В это же время, вслед за врезанием главной долины, закладывается большая часть малых эрозионных форм рассматриваемой территории.

В позднеледниковье и голоцене эрозионно-аккумулятивные процессы в долине были сосредоточены в днище эрозионного вреза. Отмечаются следы как минимум трех эпизодов углубления и заполнения долины, последовательно сменявших друг друга во времени и, вероятно, обусловленных изменениями ландшафтно-климатических условий.

Обобщая полученные результаты можно сформулировать следующие выводы:

1. На месте верховий современной долины р. Межа в период с конца московского времени до конца позднего валдая располагалась серия озерных котловин. Промыв перемычек между озерными котловинами, приведший к образованию верховий долины р. Межа как единой эрозионной формы, произошел лишь в валдайское позднеледниковье.

2. Сеть малых эрозионных форм территории преимущественно сформировалась в позднеледниковье – голоцене. Основной тенденцией в ее развитии было малоинтенсивное врезание, чередовавшееся с продолжительными периодами стабилизации днищ эрозионных форм в голоцене. Лишь отдельные наиболее крупные балочные формы заложились раньше – не позднее средневалдайского времени – и были к концу валдая в значительной степени заполнены аллювиально-склоновыми отложениями.

3. Современная эрозионная сеть данной территории характеризуется большей густотой и глубиной расчленения по сравнению с эрозионной сетью позднемосковско-микулинского времени, что обусловлено расположением территории в непосредственной близости от одного из главных водоразделов Восточно-Европейской равнины.

Литература

1. Беляев Ю.Р., Григорьева Т.М., Сычева С.А., Шеремецкая Е.Д. Развитие балочных верховий центра среднерусской возвышенности в конце среднего – позднем неоплейстоцене // Геоморфология. 2008. № 1. С. 43-55.

2. Бутаков Г.П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Изд-во Казан. ун-та, 1986.
3. Хруцкий С.В. Проблемы формирования балок в связи с изменением климата плейстоцена // Геоморфология. 1998. №4.
4. Новенко Е.Ю., Зюганова И.С., Козлов Д.Н. Эволюция растительного покрова в позднем плейстоцене на территории Центрально-лесного заповедника // Известия РАН. Сер. Геогр. 2008. №1. с.87-99.

ЦИКЛИЧНОСТЬ БИОГЕННОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ В ЛЕСНОЙ ЗОНЕ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПОЛУСТАЦИОНАРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ)

Болысов С.И., Деркач А.А., Ощепков Г.В., Фузеина Ю.Н.

МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, sibol1954@bk.ru

С 1995-97 гг. авторами детально обследуется биогенный рельеф на территории Сатинского учебно-научного полигона географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (первые описания биогенных форм на этой территории относятся к началу 1980-х годов). Полигон расположен в бассейне среднего течения р. Протвы (левый приток Оки) в 120 км к ЮЗ от г. Москвы, в подзоне смешанных лесов (южной тайги) умеренно-континентального климата. Это – вторичная моренная равнина, краевая зона московского покровного оледенения. Размах абсолютных высот – от 136 до 209 м. Мощность рыхлых четвертичных отложений колеблется от 0 до 100 м (характерные мощности – от 15 до 50 м), залегающие ниже коренные породы представлены среднекаменноугольными глинами, известняками, доломитами, мергелями.

Биогенный рельеф на территории полигона довольно подробно описан в предыдущих публикациях авторов [1, 2], поэтому ограничимся его краткой характеристикой. Среди зоогенных микро- и наноформ наиболее распространенные аккумулятивные – кротовины, земляные и опадные муравейники; в последние годы в долинах малых рек стали появляться бобровые плотины. Среди денудационных зоогенных форм – норы и мелкие норки и ходы, скотопрогонные и бобровые тропы, ласточкины и осиные гнезда, микрозападины-порои. Аккумулятивные фитогенные формы – болотные комплексы и, соответственно, болотные кочки, заломы, искорные и валежные бугры, древесные, дерновинные и моховые кочки. К денудационным фитогенным относятся искорные ямы, останцовые «рулоны из дерна», «ударные микрократеры», созданные обломками древесных стволов. Уже первые годы исследований показали, что в целом для Сатинского полигона средняя плотность биогенных форм (без учета многочисленных наиболее мелких, фиксировавшихся на детальных полустационарных площадках размерами 5×5 м) составляет первые сотни, нередко до тысячи шт./га, максимальная – до десятков тысяч шт./га – в болотах и некоторых малых эрозионных формах (около 65-70% форм обычно являются свежими). Фоновое для всей площади полигона значение перерабатываемой организмами (преимущественно животными) массы поверхностного субстрата (с созданием форм рельефа) – от 1,5 до 5 т/га в год, но для большинства лесных и луговых участков эти величины возрастают до 10-20 т/га в год (локально – и вдвое больше). Средняя мощность

слоя перерабатываемого грунта – 0,1-0,5 мм/год, на многих участках – до 2 мм/год – весьма значительные величины. На регулярно распахиваемых территориях плотность биоформ весьма низкая – обычно не более 10 шт./га (масса перерабатываемого материала – около 0,01 т/га в год). Однако после прекращения распашки (сокращение пахотных земель в начале XXI века происходит на территории весьма стремительно) на возникающих залежах биогенный рельеф развивается чрезвычайно интенсивно, и через 10 лет указанные величины биогенной переработки возрастают на 1-2 порядка.

В целях отслеживания динамики биорельефа в 1995-1997 гг. были выбраны несколько ключевых участков в разных ландшафтно-геоморфологических позициях, в пределах которых проводится периодическое «сплошное» обследование поверхности (отметим, что повторные в течение нескольких дней подряд наблюдения позволили оценить уровень погрешности – 10-15%, что представляется вполне приемлемым для приводимых здесь оценок). В конце XX в. наблюдения проводились по 9 участкам, а в XXI веке проводятся ежегодные (полустационарные) наблюдения на 3-х «ключках» – на пойме реки Протвы (луг), в пределах крупной Сенокосной балки (залесенная; конус выноса – луг) и на залесенном плакоре в пределах вершинной поверхности высочайшего на полигоне Бутовского холма (урочище Журавка). Площади участков – соответственно 5,5, 2,5 (с конусом) и 19,5 га. К настоящему времени ряд наблюдений на этих трех площадках составляет уже 18-20 лет, т.е. полтора солнечных квази-11-летних цикла.

Эти относительно длительные полустационарные наблюдения позволяют получить достаточно надежные представления о динамике биогенного рельефообразования в лесной зоне умеренного пояса в Центре Русской (Восточно-Европейской) равнины. На трех разных по условиям рельефа и растительного покрова ключевых участках (с общей площадью 27,5 га) за период наблюдений порядок величин интенсивности биогенного морфолитогенеза (переработки поверхностных толщ с формированием новых форм рельефа) составил: фоновая плотность биогенных форм – от 200-300 до 1500-2000 шт./га, максимально – до 7400 шт./га (повторим, что обследования проводились вне болот, где плотность существенно выше); фоновая масса перерабатываемого материала – от 3-6 до 25-30, максимально – до 46 т/га в год. Таким образом, многолетние наблюдения подтвердили порядок величин, выявленный на первом этапе (первые годы, вместе с тем, характеризовались относительно невысокой активностью рельефообразующей деятельности биоты).

Наиболее высокий общий уровень активности биогенного рельефообразования почти всегда отмечался для Сенокосной балки (и это весьма характерно – в малых эрозионных формах, прорезающих четвертичные отложения, как правило, плотность зоогенных наноформ заметно возрастает, особенно в днищах и прибрежных частях). Относительно высокая интенсивность достаточно постоянно проявлялась на луговых ключевых участках – на пойме р. Протвы (левобережье в районе пос. Сатино – дер. Дедюевки и устья р. Исьмы) и обширном конусе выноса Сенокосной (причем с весьма близкими показателями на обоих луговых «ключках» практически ежегодно). Сравнительно низкая динамичность свойственна для плакорного залесенного участка «Журавка» (заметим, что здесь заметную роль играют относительно стабильные искорные формы).

Пожалуй, наиболее примечательной особенностью выявленной динамики биогенного рельефообразования является довольно отчетливая цикличность в ее

активности (хотя и не с абсолютно постоянной периодичностью). Действительно, за период наблюдений проявились три резко выраженных пика (максимума) в активности – 2001, 2005 и максимальный – 2014 гг. Весьма показательно, что подсчитываемые показатели довольно плавно подходят к пику и снижаются затем в ближайшие к пику годы. Ярko проявившиеся «ложбины» на графиках активности (минимумы) – 1997-1999, 2003 и целый «блок» годов с низкой интенсивностью 2007-2013 гг.

Представляется интересным сопоставление графиков активности биогенного морфолитогенеза (рис. 1, 2) и соответствующих циклов солнечной активности (рис. 3).

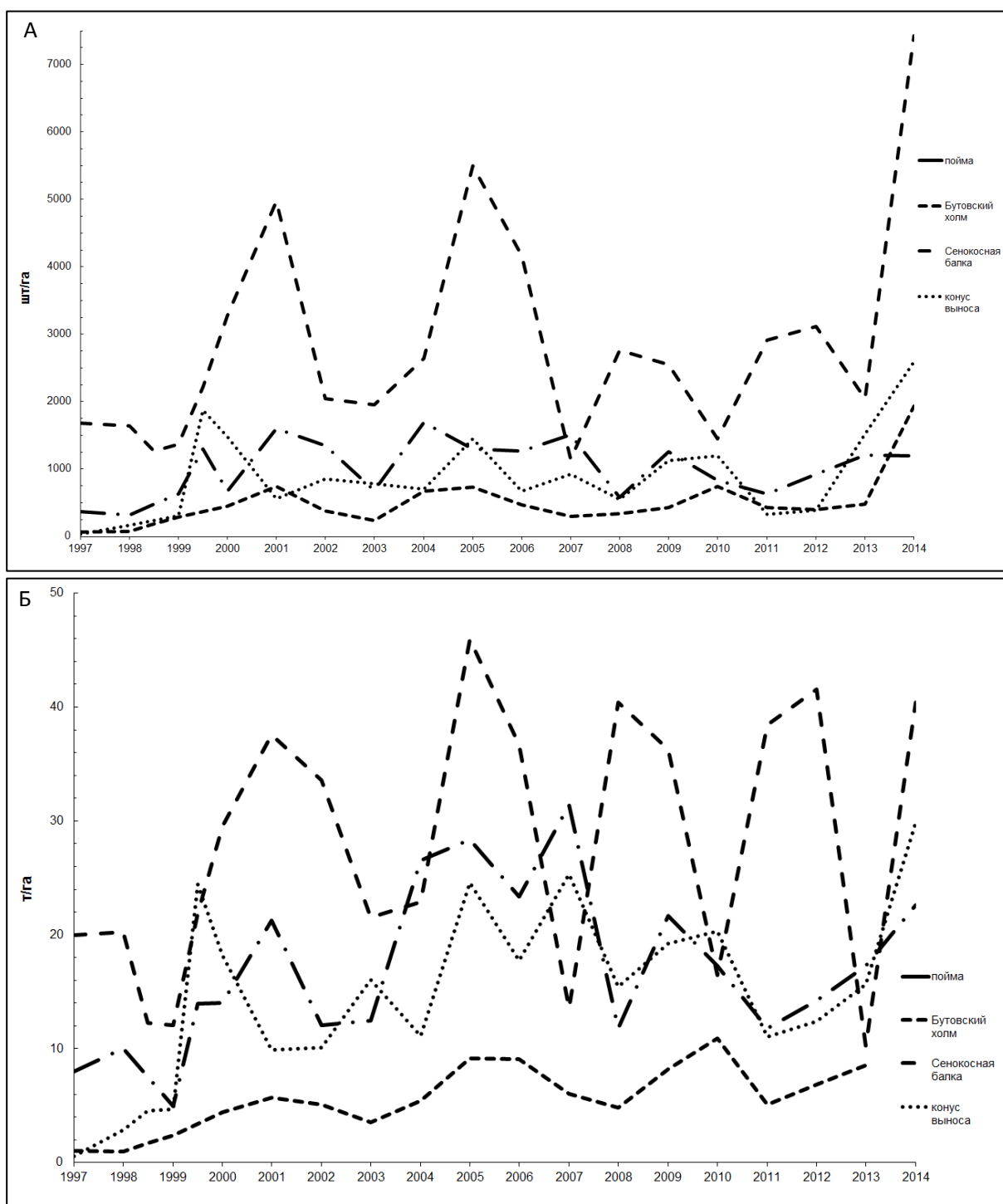


Рис. 1. Активность биогенного морфолитогенеза на ключевых участках (А – плотность биогенных форм рельефа; Б – масса переработанного биогенными процессами материала).

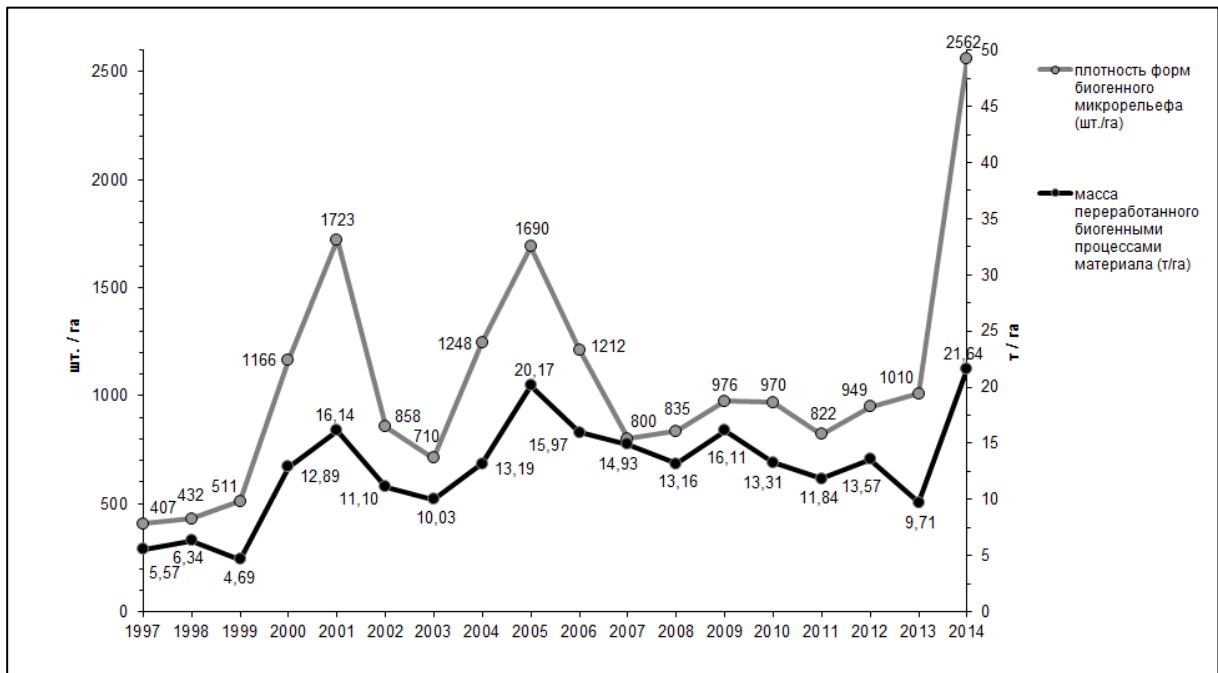


Рис. 2. Сводные графики по активности биогенного морфолитогенеза.

Как известно еще со времен А.Л. Чижевского, «11-летние» (на самом деле они не всегда 11-летние, но близкие к ним) циклы солнечной активности более или менее четко проявляются в климатических гидро-термических колебаниях и периодических колебаниях популяций многих представителей фауны, а также, возможно, даже в тектонических и социальных осцилляциях [6]. При этом, как показывают А.А. Максимов, А.Н. Ермаков [3], Г.А. Мамонов [4] и др., процессы изменения численности популяций животных могут быть циклическими (во многих случаях – близкими к 11 годам, но и более короткими) и непериодическими, поскольку являются многофакторными.

Кривые изменчивости массы перерабатываемого поверхностного субстрата и плотности биоформ (субпараллельные) на изучаемой территории лесной зоны тоже имеют явные черты сходства с опубликованными графиками 23-го и 24-го (продолжающегося) циклов солнечной активности (рис. 3), как и участки, не совпадающие с солнечной кривой. Налицо четкое совпадение пиков активизации биогенного рельефообразования (преимущественно роющей активности) с пиками возникновения солнечных пятен в 2001 году и экстремальном, по нашим наблюдениям, 2014 году и, соответственно, ложбин на графиках в 2009 и соседних с ним годах.

Вместе с тем, явной аномалией на фоне хода солнечной активности выглядит пик 2005 года (и соседних лет). Очевидно, действительно совпадающие с ходом солнечной активности пики обусловлены колебаниями популяционной численности землероев, а пик-«отскок»-2005 связан с иными факторами. Характерно, что 2004-2005 гг. отличались повышенными суммами атмосферных осадков, и это, видимо, проявилось в активизации роющей деятельности кротов и мышевидных грызунов (наиболее активных агентов переработки поверхностных толщ в регионе) ввиду заметного ухудшения аэрации в грунтах. Известно, что и годовые суммы осадков могут иметь близкую корреляцию к солнечным «11-летним» циклам, а могут быть обусловлены и иными причинами, либо связи могут быть опосредованными (например, многолетние стационарные наблюдения Н.В. Хмелевой и др. на Кавказе [5]).

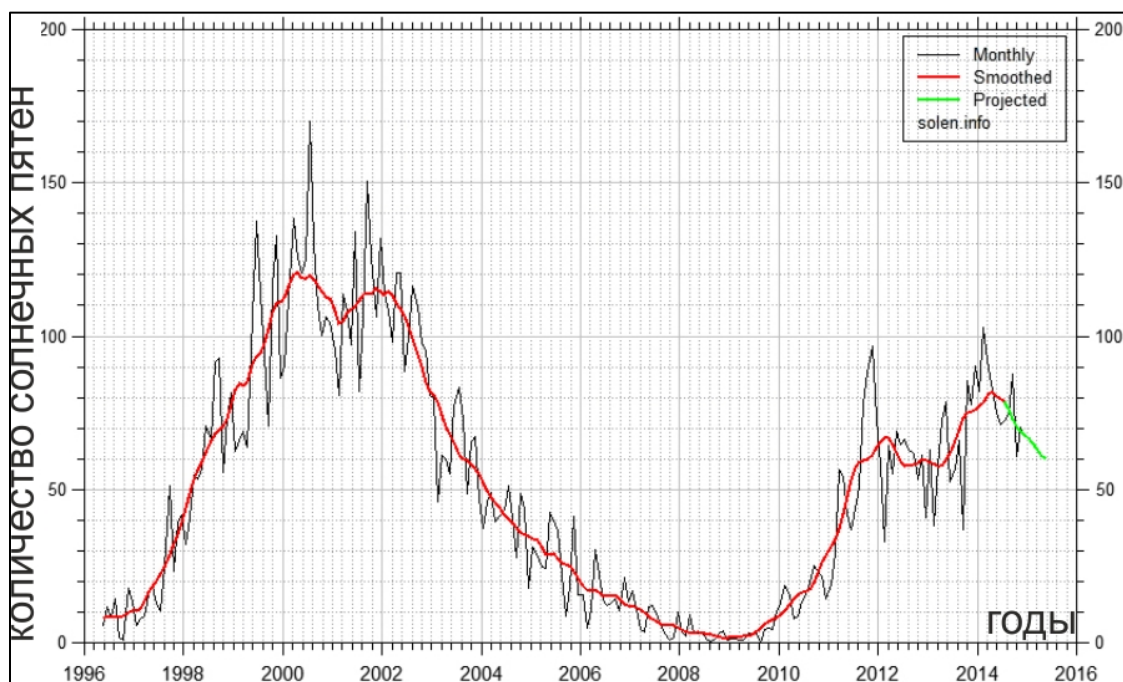


Рис. 3. 23-24-ые циклы солнечной активности [7].

Резюме

1. Таким образом, полустационарные наблюдения за динамикой биогенного рельефообразования на Сатинском ключевом участке в лесной зоне показали довольно высокую сходимость (и, видимо, зависимость — через количественные популяционные колебания землероев) с квази-11-летними циклами солнечной активности.

2. Вместе с тем, не все моменты значительной активизации биогенного морфолитогенеза напрямую зависят от этих солнечных циклов. Одной из причин «внециклической» активизации может быть повышенная влажность (повышенные годовые суммы осадков и связанное с ними увлажнение грунтов), которая — сама по себе — тоже не всегда повторяет пики солнечных циклов.

3. Несмотря на наличие «аномального» пика 2004-2005 годов, с большой долей вероятности можно прогнозировать падение интенсивности биогенного рельефообразования в регионе в 2018-2020 гг.

Литература

1. *Болысов С.И.* Биогенное рельефообразование на суше. Т.2: Зональность. М.: ГЕОС, 2007. 466 с.
2. *Болысов С.И., Деркач А.А., Суворов Н.В., Фузеина Ю.Н.* Биогенный микрорельеф лесной зоны в центре Русской равнины (бассейн Протвы). / Геоморфология на рубеже XXI века. Труды IV Щукинских Чтений. М.: Географический факультет МГУ, 2000. С. 361-366.
3. *Максимов А.А., Ердаков А.Н.* Циклические процессы в сообществах животных. Новосибирск: Наука, 1985. 235 с.
4. *Мамонов Г.А.* Циклы в живой природе. // Газета «Биология». 2006. № 24. 2 с.
5. *Хмелева Н.В., Виноградова Н.Н., Шевченко Б.Ф.* О механизме деятельности речного бассейна (результаты стационарных наблюдений). // Геоморфология. 2003. № 4. С. 23-31.

6. Чижевский А.Л. Земля в объятиях Солнца. М.: ЭКСМО, 2004. 928 с.
7. http://www.solen.info/solar/images/cycles_23_24.png

УНАСЛЕДОВАННОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЧНОЙ СЕТИ В РОССЫПНЫХ РАЙОНАХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ (НА ПРИМЕРЕ ЛЕНСКОГО И КУЛАРСКОГО ЗОЛОТОНОСНЫХ РАЙОНОВ)

Виноградова О.В.

МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, o.v.vinogradova@gmail.com

В горных районах Восточной Сибири широкое распространение имеют погребенные долины. В россыпных районах в связи с поисками и разведкой россыпей они детально разведаны. При разведке проводится определение возраста аллювиальных отложений и гипсометрических отметок днищ долин разных эрозионных циклов. Детальные палеогеоморфологические реконструкции рельефа погребенных долин позволили выявить особенности их эволюции на протяжении нескольких геологических периодов.

Исследования проведены в двух россыпных районах Восточной Сибири – Ленском, расположенном в пределах Патомского нагорья, представляющего систему расчленённых глубокими долинами среднегорных массивов высотой 1200-1300 м, с максимальной высотой до 1924 м и в Куларском, расположенном в междуречье рек Яны и Омолой, рельеф которого в верховьях исследуемых рек имеет низкогорный облик, а в среднем и нижнем течении представлен плоскогорьем переходящим на севере в Приморскую низменность.

Современный рисунок гидросети Ленского золотоносного района заложен в раннем плейстоцене. С этого времени долины за исключением отдельных участков, испытавших внутриводораздельные перестройки, развивались унаследовано и погребенные долины залегают под современной поймой или террасовыми современными рек. Благодаря общему поднятию Патомского нагорья в эпохи климатических оптимумов происходило направленное врезание долин. В истории формирования долин выделяется несколько эрозионных циклов – раннеплейстоценовый с теплым, влажным климатом, среднеплейстоценовый – относительно суровый и сухой, и позднеплейстоценовый с умеренно холодным климатом и современный – голоценовый с холодным резко континентальным климатом. В течение плейстоцена эти циклы неоднократно прерывались ледниковыми эпохами, когда долины заполнялись мощной толщей рыхлых отложений гляциального и флювиогляциального генезиса. В последующий эрозионный цикл реки прорезали толщу ледниковых отложений и врезались в коренные породы. В зависимости от соотношения скоростей поднятий и положения базиса эрозии их палеорусла прослеживаются либо на разновысотных эрозионных уровнях погребенных террас, либо – при стабильном положении базиса эрозии в течение нескольких эрозионных циклов – на одном и том же гипсометрическом уровне. Каждый эрозионный цикл характеризовался не только разными темпами врезания, но и неодинаковыми климатическими условиями.

В истории формирования гидросети Куларского района выделяют три основных эрозионных цикла, которые прерывались эпохами аккумуляции. В первый из них (палеоген) происходит активизация тектонических движений, приведшая к интенсивному врезанию рек в коренные породы. В конце палеогена – начале неогена в древних долинах происходила мощная аккумуляция наносов и погребение долин. Второй эрозионный этап характеризующийся также теплым, важным климатом, связан с эрозионным циклом в позднем неогене – раннем плейстоцене. Перед третьим эрозионным этапом в течение длительного времени происходило формирование мощной толщи (до 100 м) льдистых суглинков (едомы), перекрывших не только палеогидросеть, но и приводораздельные участки. Современная речная сеть врезана в покровные суглинки и приподнята относительно гидросети двух первых эрозионных циклов на десятки метров. Для Куларского района на основании данных поисковых линий, охватывающих не только погребенные долины, но и частично их бассейны, а также результатов геофизических исследований составлены карты погребенного рельефа, позволившие реконструировать бассейны погребенных долин и рисунок погребенной гидросети. На основе данных разведки составлены детальные палеогеоморфологические схемы погребенных долин. При их сопоставлении с современными картами прослежены закономерности развития речных долин районов исследований.

Исследования показали, что свойство унаследованности проявляется в унаследованном положении долин и рисунка речной сети, в унаследованности морфодинамических типов русел долин разного возраста, и, в некоторых случаях, унаследованном положении русловых форм.

Унаследованность планового положения долин и, соответственно, рисунка гидросети в основном определяется структурно-тектоническим фактором. В Ленском районе первостепенное значение в формировании рисунка речной сети в плане приобретает пространственное положение ослабленных зон, представляющих систему трещин растяжения, зон дробления и различных разрывов со смещением. Структурно-тектонический план территории Куларского района обусловил рисунок древней гидросети, в значительной степени унаследованный в современном рельефе. Конфигурация бассейнов основных погребенных рек и их площади, а также рисунок речной сети, не смотря на большую мощность перекрывающих погребенные долины, оставались здесь практически без изменений. Предпочтительная избирательная эрозионная деятельность проявлялась не только при непосредственном врезании рек в коренные породы, но и в перекрывающие их отложения большой мощности. Некоторое влияние оказывает на унаследованность формирования речной сети климат. В Куларском районе в условиях сурового арктического климата в голоцене формировалась речная сеть, густота которой была меньше густоты погребенной гидросети, сформированной в условиях теплого гумидного климата. Аналогичный случай описан Н.В.Хмелевой [1] для Южного Урала. При сохранении планового положения речной сети относительно древних рек палеоген-миоценового возраста, густота расчленения рельефа на современном, более холодном и сухом этапе, также оказалась существенно меньше.

Следующим уровнем, на котором проявляется свойство унаследованности, является морфодинамический тип русла. Морфодинамические типы русел в значительной степени определяются сочетанием литологии пород, определяющей их устойчивость к размыву, тектонической структурой, в пределах которой формируется тот или иной

участок долины и направленностью ее движений, а также воздействием на основное русло притоков. Постоянство действия этих факторов в период врезания долин в коренные породы определяют унаследованность морфодинамических типов русел, функционирующих в разные эрозионные циклы.

Унаследованность морфодинамических типов русел свойственна большинству участков исследуемых долин. Однако при различной интенсивности врезания в разновозрастные эрозионные циклы, на участках, расположенных на границе тектонических структур, испытывающих различную направленность движения, происходит изменение морфодинамических типов русел и, соответственно, морфологии долин. Так, долина р. Вачи в среднем плейстоцене формировалась в относительно стабильных условиях. Она хорошо разработана, ширина ее днища составляет 400-600 м. В межледниковое время правобережье р. Вачи испытывало значительное воздымание. При этом был выработан новый тальвег каньонообразной формы шириной 40-60 м. Такое соотношение ширины днищ погребенной и современной долины – результат разной интенсивности тектонических поднятий в среднем плейстоцене и в голоцене.

Изменение морфодинамического типа русла и морфологии долин разного возраста происходит при смещении реки в область распространения пород, отличающихся по своему литологическому составу и, соответственно, с различными противоэрозионными свойствами. Примером такого случая служит долина р. Вачи на участке впадения рч. Атыркан – Берикан. В среднем плейстоцене долина пересекала область распространения твердых устойчивых пород и имела относительно прямолинейное однорукавное русло. Сместившись в позднем плейстоцене в область легко размываемых сланцевых пород, река изменила морфодинамический тип русла на меандрирующий.

При неизменности литолого-тектонических условий свойство унаследованности проявляется и для отдельных русловых форм. Так, морфометрические показатели разновозрастных меандр в Ленском районе остаются практически без изменений на протяжении всех эрозионных циклов. Иллюстрацией такого типа эволюции русла является участок долины р. Вачи. Морфология долины здесь достаточно сложна. Она сформировалась в течение четырех эрозионных циклов. В днище прослеживаются фрагменты разновозрастных террас сложной конфигурации. Занимая разные по высоте уровни, палеорусла разных эрозионных циклов образуют меандры, подобные по форме и незначительно различающиеся по размерам. В другом случае на участке впадения рч. Джегдокар в долину р. Вача останец, сложенный твердыми кристаллическими породами являлся цоколем осередка, как при формировании погребенной долины, так и на современном этапе. Палеорусла, обтекая кристаллический выступ коренных пород, отклонялись то к левому борту, то к правому борту долины. Современная долина, наследуя положение древних врезов, расширяется, русло реки образует два рукава.

Различное влияние в зависимости от типа рельефа оказывает на морфометрию днища изменения климатических условий в разные эрозионные циклы. В условиях среднегорного рельефа Ленского района, даже при значительных изменениях климата, морфодинамический тип русла, морфометрические показатели меандр и ширина днищ погребенных и современных долин остаются практически одинаковыми. Более значительное влияние оказывает климат на изменение морфометрии днищ долин в условиях низкогорья и плоскогорья Куларского района, в котором с похолоданием климата и уменьшением количества осадков ширина днищ современных долин

значительно снижается, по сравнению с шириной днищ погребенных долин, сформированных в теплом влажном климате палеогена.

Таким образом, структурно-тектонический фактор является наиболее весомым в формировании рисунка речной сети, определяя унаследованность положения долин. Унаследованность морфодинамических типов русел определяется при преобладающем воздействии литологического фактора – литолого-тектоническими условиями, а унаследованность отдельных русловых форм обусловлена наличием останцов, сложенных трудно размываемыми породами. Соотношение ширины днищ разновозрастных долин определяется изменениями климатических условий и типом рельефа.

Выявленные закономерности позволяют повысить эффективность разведочных работ при разведке россыпей.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 13-05-00303) и гранта президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проект НШ-1010.2014.5)

Литература

1. Экспериментальная геоморфология. М.: Изд-во МГУ. 1969. Выпуск II. 172 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ РАЗРЕЗУ «АНДОМСКАЯ ГОРА» В ПРИОНЕЖЬЕ

Воскресенский И.С., Игнатов Е.И., Каревская И.А.

МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет

На протяжении последних пяти лет (2008-2013 г.г.) в рамках проекта Российского Фонда Фундаментальных Исследований в юго-восточном Прионежье сотрудниками кафедры геоморфологии и палеогеографии Географического факультета МГУ проводились палеогеографические и палеогеоморфологические исследования, целью которых были реконструкция истории развития рельефа, определение времени и специфики условий литоморфогенеза.

Наибольший интерес представляют результаты сопряжённого анализа рыхлых осадков, слагающих геологический разрез обрыва крупного холма «Андомская гора» в береговой зоне Онежского озера юго-восточного Прионежья [2]. Изученная толща сложена рыхлыми и уплотненными, дислоцированными в складки и залегающими горизонтально осадками аллювиального, аллювиально-озерного и пролювиального генезиса, среди которых выделены отложения эоплейстоценового и неоплейстоценового возраста. Структуры залегания сложные: складки и моноклинали рыхлых толщ со следами эрозионных размывов. Неоплейстоценовые отложения образуют покров относительно небольшой мощности, который плащеобразно залегает на размытой кровле эоплейстоценовых осадков. Ранее в ходе геологического картирования в масштабе 1:200000 по находке ихтиофауны вся толща была отнесена к верхнему девону. Судя по находкам переотложенных докайнозойских и мезозойских микрофоссилий пыльцы и спор, диатомей, минерализованных растительных остатков, а также фрагментов древней фауны, эоплейстоценовые отложения формировались при мощном размыве и переотложении докайнозойских осадков. Рыхлые образования неоплейстоценового

возраста включают в себя глыбы и валуны магматических и метаморфических пород южной Карелии – области питания покровных ледников.

В геологическом разрезе Андомской горы выделены 4 толщи, подразделенные на горизонты и изученные с применением фациально-генетического, гранулометрического, спорово-пыльцевого и термолюминесцентного анализов.

По данным спорово-пыльцевого анализа практически для всех ископаемых спорово-пыльцевых спектров характерна сильная минерализация оболочек микрофоссилий. В результате, по-видимому, вторичных окислительных процессов все зерна пыльцы и спор имеют очень темную окраску и покрыты, вероятно, марганцовистыми примазками. Внутри большинства микрофоссилий содержится сильно минерализованное, но не разложившееся органическое вещество, что также может быть связано с особенностями условий фоссилизации зерен. Обращает на себя внимание постоянное присутствие в ископаемых спектрах переотложенных древних микрофоссилий очень плохой сохранности, возраст которых предположительно не моложе мезозоя, не исключено, что и палеозоя. На протяжении всего разреза встречаются пресноводные диатомеи *Pinularia* и спиккулы губок. Для всех исследуемых спорово-пыльцевых спектров, за исключением самых верхних по разрезу, характерно лишь единичное присутствие спор и достаточно однообразный состав трав и кустарничков. В целом всю спорово-пыльцевую диаграмму по количественному соотношению ископаемых зерен и по облику ископаемой палинодендрофлоры можно разделить на три существенно различающихся палинозоны.

Палинозона 1 характеризует толщу 1 – переслаивание тонкозернистых песков, смятых в складки, с углом падения до 90°, а на некоторых участках – с обратным углом наклона. В общем составе спектров преобладает пыльца деревьев и кустарников (50-56 %), меньше пыльцы трав и кустарничков (30-33 %) и спор (5-13 %). В группе пыльцы древесно-кустарниковых пород доминируют зерна *Pinus s.g. Diploxylon et Betula sect. Costatae*. Субдоминантами являются *Picea sect. Eupicea*, *Picea sect. Omorica et P. sp.* (экзотические виды). Для этой палинозоны характерно наибольшее разнообразие пыльцы широколиственных таксонов, в том числе таких экзотов для исследуемой территории, как *Fagus*, *Juglans*, *Tilia*, *Quercus*, *Acer*, *Ulmus*, *Corylus*, составляющих в сумме до 20%.

Ископаемые спектры палинозоны 1 отражают широкое распространение на территории Прионежья хвойных и смешанных формаций, в составе дендрофлоры которых принимали участие разнообразные виды теплолюбивых светохвойных, тёмнохвойных (ели, пихты, кедровые сосны), широколиственных (орех, бук, клен, дуб, липа, лещина, вяз) и мелколиственных (различные березы, ольхи) таксонов, многие из которых являются экзотами. Климат был существенно теплее и влажнее современного. Характер фитоценозов и экзотический облик палинофлоры позволяет предполагать, что реконструированные ландшафты существовали на территории исследования не позднее раннего неоплейстоцена и не ранее эоплейстоцена. Абсолютный возраст исследуемого горизонта рыхлых отложений по данным термолюминесцентного анализа, выполненного ст.н.с. к.г.н. О.А. Куликовым [2], >700 тыс. лет (РТЛ -1136).

Палинозона 2 характеризует отложения, слагающие среднюю часть разреза (толщи 2 и 3). Толща 2 представлена монотонными по гранулометрическому составу тонкозернистыми песками и алевритами, сходными по соотношению фракций с нижним горизонтом толщи 1. По заключению О.А. Куликова абсолютный возраст осадков равен 1300 тыс. лет и 1500 тыс. лет (РТЛ-1138 и РТЛ-1139). Отложения толщи 3 распространены

в средней и южной частях участка и образуют три разобщенные линзы. Они имеют относительно более разнообразный гранулометрический состав: от мелкозернистого и тонкозернистого песка до алевроитов с прослоями жирных красных и синих глин. Толща 3 залегает с угловым несогласием относительно складок, моноклиналей и линз, образованных толщами 1 и 2. В подошве толщи 3 отчетливо выражены слои экзогенных брекчий «размыва», к которым приурочены остатки ихтиофауны. Абсолютный возраст отложений – 1100 и 850 тыс. лет (РТЛ-1134 и 1135). В ископаемых спорово-пыльцевых спектрах доминантами являются *Pinus s.g. Diploxylon* et *Pinus sg. Haploxylon*; роль последней резко возросла по сравнению с палинозой 1. Среди гаплоидных сосен (*Pinus sg. Haploxylon*) не исключено присутствие сибирской сосны (*P. sibirica*). Субдоминантами являются *Picea sect. Eupicea*, *Picea sect. Omorica* et *P. sp.* (экзотические виды), *Betula sect. Costatae* et *Betula sect. Albae* (*B. pubescens*, *B. pendula*). По сравнению со спорово-пыльцевыми спектрами палинозоны 1, во второй палинозоне меньше процент пыльцевых зерен экзотических видов ели, березы *sect. Costatae* (полностью исчезает к концу палинозоны), отсутствует пыльца наиболее термофильных широколиственных экзотических таксонов. Вместе с тем обнаружена пыльца кустарниковых видов берез, ивы. Ископаемые спектры палинозоны 2 отражают существенно более холодные фитоценозы, по сравнению с палинозой 1, которые распространились на территории исследования после продолжительного возрастного интервала. Накопление песчаной толщи происходило в условиях преобладания светлохвойной (сосновой) тайги с примесью темнохвойных и мелколиственных ценозов и с незначительным участием наиболее термостойких широколиственных таксонов (ильм, лещина, липа).

Различия в характере фитоценозов и палеопалинофлоры первой и второй палинозон позволяют говорить о перерыве в осадконакоплении на их границе. Кроме того, постепенное убывание и исчезновение вверх по разрезу в пределах второй палинозоны пыльцы *Betula sect. Costatae* и других растений может указывать на размыв подстилающих рыхлых отложений и переотложение микрофоссилий.

Палинозона 3 характеризует верхнюю часть разреза, которую слагают песчано-галечные отложения с включением валунов, объединенные в толщу 4. Абсолютный возраст осадков близок и составляет 480 тыс. лет (РТЛ-1140) и 300 тыс. лет (РТЛ-1137). В спорово-пыльцевых спектрах резко сокращается роль пыльцы диплоидных и гаплоидных сосен на фоне увеличения процента пыльцы темнохвойных (*Picea sect. Eupicea*, *Picea sect. Omorica* ?) и современных мелколиственных (*Betula sect. Albae* – *B. pubescens*, *B. pendula*) пород. Кроме зерен елей и сосен, обнаружены микрофоссилии лиственницы. Широколиственные таксоны (липа, лещина и вяз) составляют всего 1-2% от суммы пыльцы деревьев и кустарников. Большинство микрофоссилий имеют свежую неминерализованную экзину. Спектры отражают распространение темнохвойных и смешанных ценозов с незначительным участием широколиственных бореальных таксонов в условиях относительного мягкого климата.

Значительная часть пыльцевых зерен хвойных пород (елей, сосен) толщи 4, отличающихся крупными размерами, имеет сильно нарушенную – «рваную» – экзину. Такие особенности ископаемых спектров, как правило, связаны с механическим воздействием (перетиранием) на микрофоссилии литочастиц при формировании прибрежно-морских (пляжевых) или склоновых отложений [3].

Таким образом, по данным палинологических исследований в пределах Прионежской низины широкое распространение имеют фрагменты отложений аллювиально-пролювиально-эолово-озерного генезиса эоплейстоценового и неоплейстоценового возраста. Они формировались на протяжении длительной эпохи аккумуляции, сменившей раннеэоплейстоценовую и ранненеоплейстоценовую эпохи врезания; отложения залегают на междуречьях или заполняют древние долинные врезы.

В последующем на Андомской горе проведено георадиолокационное зондирование, которое показало наличие значительных структурно-стратиграфических различий в строении толщи берегоформирующих отложений северной и южной частей берегового уступа. В целом берегоформирующие отложения, вскрывающиеся в протяженном абразионно-денудационном клифе высотой до 30 метров, представляют собой мощную пачку (слоистую толщу) переслаивающихся красноцветных и сизых глин с тонкими прослоями мелкозернистых песков. Причем фронтальная картина клифа при взгляде со стороны открытого озера, обладает сложностью в изображении характера этой слоистости с юга на север. В южной половине абразионного берегового склона просматривается горизонтальная слоистость, четко выраженная без каких-либо нарушений. В северной части – слои смяты, поставлены на вертикаль и разбиты мощными смещениями, по которым заложились овраги и глубокие свежие эрозионные врезы. Но в целом вершинная поверхность Андомской горы перекрыта проективным плащом флювиогляциальных супесчано-суглинистых отложений с включениями гальки и валунов. В северной части на поверхности и склонах привершинной зоны горы много мелкопесчаных эоловых надувов и холмов. Георадарные профили показывают особенности залегания этих слоев и положение зон их смещения. В ядре Андомской горы залегает оглаженная куполообразная форма возможно более плотных или кристаллических коренных пород.

Подобные деформации и структурно-стратиграфические особенности залегания рыхлых отложений можно объяснить только напорным действием ледника в процессе выпахивания с образованием экзарационно-ледникового останца в виде Андомской горы.

Литература

1. *Воскресенский И.С.* Рельеф, новейшие отложения россыпей проявлений золота и алмазов юго-восточного Прионежья и Северных Увалов. // Геология и география Вологодской области. Вологда: ВГПУ изд-во «Русь», 2007. С. 81-92.
2. *Воскресенский И.С., Ананьева Э.Г., Каревская И.А., Куликов О.А.* Палеогеоморфологические и палеогеографические исследования при поисках россыпей золота на Русской равнине // Сергей Сегреевич Воскресенский: Учёный, Педагог, Человек. М: Изд-во МГУ, 2013. с. 129-141.
3. *Каревская И.А.* Спорново-пыльцевой анализ при палеогеографических и палеогеоморфологических исследованиях. М: Изд-во МГУ, 1999. 113 с.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ВЕРИФИКАЦИЯ СУЩЕСТВУЮЩИХ МОДЕЛЕЙ ГОРОБРАЗОВАНИЯ (ЮГ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА)

Гаврилов А.А.

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, gavrilov@poi.dvo.ru*

Сложность объектов исследований, неполнота используемой информации, методические и технические трудности предопределили многочисленность воззрений на природу процессов горообразования и соответственно многообразие моделей орогенеза. Среди них в пределах Дальнего Востока (ДВ) использовались геосинклинально-складчатая (С.А. Салун, Г.И. Худяков и др.), тектоно-магматической активизации (В.И. Сухов, В.К. Путинцев и др.), линейно-блоковая (Л.И. Красный), очагового текто- и морфогенеза (В.В. Соловьев, И.К. Волчанская, И.Н. Томсон, В.В. Середин и др.), коллизионно-аккреционная, террейновая (Б.А. Натальин, А.И. Ханчук и др.), плюмовая (В.В. Ярмолук, В.Г. Сахно и др.), горст-аккреционная и рифто-грабенная (В.П. Уткин). Особое место занимает неотектоническая концепция (Ю.Ф. Чемяков, Г.С. Ганешин, Г.Ф. Уфимцев и др.), которая базируется на постулате об определяющей роли молодых, позднекайнозойских горообразующих движений и блоковых дислокаций. Подобный плюрализм имеет и субъективную подоплеку, отражая сложные коллизии фиксированных и неомобилистских представлений, разные взгляды на природу и механизмы орогенеза, методологические, методические различия в подходах к интерпретации геологических и геофизических данных и другие идеологические противоречия, существующие в научной среде.

В большинстве моделей горообразования приоритет отдается геологическим данным при явной недооценке или игнорировании имеющейся геоморфологической информации, что обуславливает неспособность многих тектонических построений объяснить принципиальные черты строения и развития рельефа горных систем. Очевидно, что давно назрела необходимость повышения роли морфологического и морфоструктурного анализов орогенов, а также проведения комплексных геолого-геоморфологических и геофизических исследований с синтезом результатов работ разных специалистов. Уже на начальных этапах применение геоморфологических данных позволяет критически оценить различные модели тектогенеза и выбрать построения, наиболее корректно отражающие главные особенности не только геологии, но и морфологии рельефа горных поясов и областей.

Проведенный анализ геоморфологического строения орогенных систем территории юга ДВ послужил основанием для выявления следующих принципиальных черт строения эндогенного рельефа: 1 – принадлежность к северо-восточному сегменту Восточно-Азиатского надплюмового мегасвода; 2 – близкие гипсометрические характеристики горных сооружений; 3 – субпараллельное размещение основных орогенных поясов и сопряженных с ними систем межгорных впадин; 4 – линейно-узловое (с элементами трансляционной симметрии) строение орогенов, представляющих собой ряды сводовых поднятий и соотносимых с ними крупных водораздельных узлов; 5 – наличие радиальной зональности распределения высот и орографических элементов относительно ядер сводов; 6 – существование упорядоченной организации элементов их внутреннего строения

(тектоно-магматические поднятия, интрузивные купола и др.), которым соответствуют водораздельные узлы меньшего порядка; 7 – пересечение горных хребтов долинами рек высокого порядка (Амур, Амгунь, Зея и др.). Представляется, что полученные данные выступают в качестве геоморфологических критериев верификации существующих моделей орогенеза региона. Необходимо оценить: какая из них способна наиболее адекватно объяснить отмеченные особенности морфологии и строения горного рельефа?

В геосинклинально-складчатой модели не были установлены соотношения между пликативными, инъективными, дизъюнктивными типами дислокаций и водораздельными узлами, хребтами, не определена роль разломов, очаговых морфоструктур и глубинных факторов в процессах горообразования. Имеет место, в частности, несовпадение генерального простирания осей складчатости и ориентировок осей главных орогенных поясов юга ДВ. По мнению В.П. Уткина, горообразование обусловлено воздыманием горстовых систем-хребтов, развивающихся на континентальной коре за счет растяжения в прилегающих грабенах, контролирующихся сосдвиговыми раздвигами (принцип тектонопар). При этом не учитывается разрыв между временем формирования орогенных поднятий (мел- палеоцен) и грабенов межгорных впадин, большинство из которых возникло в эоцене, в период инверсии тектонического режима территории. Не принимаются во внимание и разные параметрические, пространственные характеристики положительных и отрицательных морфоструктур, специфика геолого-геоморфологического строения горных хребтов, орография водораздельных узлов. В линейно-блоковой концепции на первый план выдвигаются представления о существовании отчетливо выраженной блоковой делимости земной коры региона, иерархии блоковых и разломных структур, развивающихся дифференцировано во времени и пространстве, однако выраженность в рельефе других типов дислокаций и их роль в формировании горных сооружений не оценивается. Неотектонической природе регионального орогенеза противоречат: состав и позднемезозойский возраст магматических комплексов, конформных водораздельным узлам разного порядка; характер синорогенных дислокаций; геофизические данные о глубинных «корнях» орогенов; материалы о несоответствии объемов, фациальных особенностей и мощностей позднекайнозойских коррелятных отложений в межгорных впадинах постулируемым масштабам неотектонических поднятий.

Не объясняют пространственную организацию, строение орогенных поясов, хребтов, трансляционную симметрию размещения водораздельных узлов, равенство средних высот горных поднятий и террейновые модели орогенеза. При явном несовпадении структурных элементов террейнов и орографических черт горных сооружений очевидны также различия неомобилистских палеогеодинамических и палеогеоморфологических реконструкций. На фоне постулируемых активных и масштабных горизонтальных перемещений плит и террейнов в палеозое и мезозое парадоксальным, например, выглядит наличие в регионе длительно (Pz-Mz) живущих орогенных центров эндогенной активности, в пределах которых неоднократно проявлялись процессы гранитообразования (Буреинский, Мамынский массивы и др.). Унаследовано сотни млн. лет развивались также такие каркасные элементы структурного плана как региональные глубинные разломы, некоторые межгорные впадины.

Общие особенности размещения положительных форм рельефа юга ДВ и прилегающих территорий подчиняются внутренней структуре Восточно-Азиатского

мегасвода, выделенного В.В. Соловьевым в 1973 г. Главные элементы внешнего концентратора этой гигантской кольцевой постройки – Восточно-Забайкальский, Становой и Сихотэ-Алинский орогены, а внутреннего – Большехинганский и Корейско-Охотский. В соответствии с полученными геолого-геоморфологическими и геофизическими данными их тектоническую основу образуют сложно построенные линейные системы сводово-блоковых и тектоно-магматических поднятий – проекций магмогенерирующих центров, связанных с глубинными разломами. Например, в строении Корейско-Охотской орогенной системы принимают участие Амнокканское ($R = 250$ км), Сунгарийское ($R = 250$ км), Малохинганское ($R = 300$ км), Баджало-Буреинское ($R = 300$ км), Ям-Алинское ($R = 180$ км) крупные сводово-блоковые поднятия (R – радиус), соотносимые с областями аномальной эндогенной активности и длительного гранитообразования. Ориентировка выделяемых рядов орогенных очаговых морфоструктур в пределах Корейско-Охотского орогена определяется Хингано-Буреинским, Тастахским, Западно-Туранским и другими региональными разломами – элементами скрытой глубинной зоны повышенной проницаемости литосферы северо-восточного или циркумтихоокеанского простирания. Для Сихотэ-Алиня аналогичными системообразующими и магмоконтролирующими разломами северо-восточной ориентировки являются Центрально-Сихотэ-Алинский, Партизанский, Арсеньевский и другие. Именно эти глубинные зоны разломов обуславливают ориентировку и развитие системы сводовых поднятий этого орогенного пояса. Трансрегиональные магмоконтролирующие разломы циркумтихоокеанского направления на стыке Евразийского материкового блока и Тихоокеанской мегавпадины, определяют в целом линейность, протяженность и субпараллельность главных орогенных сооружений региона, а также общую позицию, сходство черт развития Яньшаньского, Восточно-Сихотэ-Алинского, Охотско-Чукотского сегментов Катазиатского вулканоплутонического мегапояса и ряда других крупных линейных структур зоны перехода.

Имеющиеся данные о радиально-концентрической организации основных морфоструктурных элементов региона, массивов палеозойских, мезозойских гранитоидов и кайнозойских центров базитового магматизма отражают длительный (сотни млн. лет) и унаследованный характер развития Восточно-Азиатского надплюмового мегасвода как проекции глубинной очаговой системы центрального типа. Геолого-геоморфологические данные об его инфраструктуре указывают на существование сложной многоярусной системы инъективных дислокаций, которая соответствует модели расщепления плюма на линейные и изометричные группировки мантийных диапиров с формированием в верхних участках литосферы гранитоидных очаговых систем и сопряженных с ними сводовых поднятий. Карта рельефа подошвы литосферы, построенная по геотемпературным данным в ИТИГе ДВО РАН, хорошо отражает (в интерпретации автора) внешние кольцевые контуры и основные особенности внутреннего строения Восточно-Азиатской мегаструктуры. По материалам глубинного сейсмического зондирования, сейсмогравитационного моделирования и магнитотеллурического зондирования орогенным сводам соответствуют участки разуплотнения не только низов земной коры, но и верхней мантии (до глубин 60-70 км). Упорядоченное (линейно-узловое, с элементами трансляционной симметрии) расположение отрицательных аномалий гравитационного поля (Карта глубинного..., 1997) полностью соответствует пространственной организации выделяемых морфоструктурных элементов Хингано-Охотского и Сихотэ-Алинского орогенов. Необходимый для горообразования антигравитационный потенциал возникает

за счет температурного и газофлюидного разуплотнения верхних частей литосферы, которое сопровождается масштабными процессами гранитизации, протекающими экзотермически. Именно фактор «глубинности» определяет длительный, унаследованный характер развития горных поясов региона, а также их устойчивость к процессам позднекайнозойской рифтогенной деструкции и базификации. Происхождение горных хребтов связано с процессами эрозионно-денудационного расчленения сводовых и тектоно-магматических поднятий. В основе близости их высотных характеристик лежит примерное равенство энергетических и изостатических потенциалов рельефообразующих центров эндогенной активности, сопряженных с общими уровнями магмогенерации.

Таким образом, из всех существующих моделей горообразования региона наиболее корректны построения, основанные на процессах очаговой геодинамики. Структурный каркас орогенных поясов территории юга ДВ образуют линейные системы сводово-блоковых и тектоно-магматических поднятий, формирование и развитие которых обусловлено периодической активизацией и общей эволюцией глубинных циркумтихоокеанских разломов, Восточно-Азиатского надплумового мегасвода и его сателлитных магмогенерирующих центров при устойчивой миграции фронта кислого магматизма в позднем мезозое – раннем кайнозое с запада на восток, а базитового – в позднем кайнозое с востока на запад. В отличие от коллизионных и коллизионно-аккреционных механистических моделей скупивания, главная роль в горообразовании региона отводится глубоким и длительным структурно-вещественным преобразованиям литосферы, которые реализуются в пределах энерго-, магмогенерирующих центров и разломных зон при активной дефлюидизации и дегазации мантии.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КОНВЕРГЕНЦИИ И ГОМОЛОГИИ

Гаврилов А.А.

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, gavrilov@poi.dvo.ru*

На фоне богатства и разнообразия генетических типов форм рельефа многие из них имеют явное сходство внутренней структуры и морфологических черт. Например, очевидно подобие строения таких различных по происхождению объектов как метеоритные, флюидно-эксплозивные, карстовые и термокарстовые воронки. За морфологическим подобием равнин и выровненных поверхностей, а также за близкой геометрией магматогенных сооружений (лавовые, экструзивные и интрузивные купола) скрываются разные механизмы процессов рельефообразования. Для изучения морфологического и структурного сходства объектов различного генезиса в биологии, геологии, географии и других науках широко используется понятие «конвергенции», но значение этого термина и соотносимого с ним явления для геоморфологии остается во многом не определенным. Очевидно, что анализ причин, условий и механизмов формирования конвергентных образований может служить важным инструментом познания общих закономерностей морфогенеза, установления генеральных трендов и

факторов развития геоморфологических систем и соответственно географической оболочки Земли.

В биологии конвергенция определяется наличием у неродственных организмов сходных признаков внешнего и внутреннего строения, обусловленных адаптацией к близким условиям существования. Геологи связывают явление конвергенции с формированием сходных по форме, составу, структуре, текстуре, расположению или тектонической позиции объектов различного генезиса. В ходе исследований выделяются конвергентные горные породы, месторождения, формации и другие образования. В изучении общих закономерностей морфологического и структурного подобия различных природных объектов большое значение имеет термин «гомология», который расширяет и обобщает понятие симметрии. Он характеризует существование некоторого множества соответственных фигур, которые являются однородными, но не подобными и равными. Несоответствие параметров соответственных фигур допускает и симметрия подобия (термин А. В. Шубникова). Учитывая ранее приведенные дефиниции, в качестве признаков конвергентности различных по своему происхождению форм рельефа при соответствующей детальности и этапности исследований могут выступать: 1 – соответствие геометрических контуров в плане и на вертикальных профилях; 2 – сходство рисунка основных орографических элементов; 3 – подобие формул симметрии, отражающих морфологию объектов и распределение орографических элементов; 4 – сходство внутренней структурной основы; 5 – близость вещественного состава геологического субстрата. Использование предлагаемых признаков в комплексе или частично зависит от цели, постановки задач и детальности исследований. На первом этапе существует необходимость качественной и количественной оценки морфологического и структурного подобия с оценкой гомологии сравниваемых объектов. Переход от статических моделей к геодинамическим и ретроспективным требует существенного расширения исходной базы данных. В этом случае привлекается информация о механизмах формирования, эволюции объектов, свойствах среды и анализируется природа их динамической гомологии или конвергентности, которая может носить либо полностью адаптивный характер, либо отражать внутренние особенности строения и саморазвития структур литосферы.

Если оценивать суммарную статистику распределения различных по морфологии элементов геоморфологического строения нашей планеты, то легко заметить доминирование относительно ограниченного числа геометрических типов объектов. Очевидно, что аккумулятивные и денудационные равнины континентальных и океанических платформ, межгорных и предгорных впадин, а также выровненные поверхности различного типа (структурные террасы, педименты, плато и др.) имеют разное структурное основание, и происхождение, являясь типичными, широко распространенными конвергентными формами рельефа. При этом речь не идет о временной конвергенции, это – длительно живущие и устойчиво развивающиеся образования, которые образуют как гомологичные (статика), так и эволюционные конвергентные ряды, связанные с нивелированием рельефа, формированием поверхностей выравнивания и аккумуляции.

Для горных областей типично наличие различных по генезису и внутреннему строению структур (антиклинали, горсты, сводово-блоковые, тектоно-магматические поднятия, интрузивные купола и др.) и их линейных систем. Однако активная роль

экзогенных факторов и общие тенденции морфогенеза, направленные на сохранение максимально устойчивых образований, приводят к тому, что в геометрическом плане большинство хребтов представляют собой цепи или ряды конвергентных конусообразных, пирамидальных или купольных форм. На вертикальных профилях междуречий платформенных областей мы видим те же близкие контуры волновых кривых, отражающих полное превалирование в рельефе положительных форм с обликом сглаженных, уплощенных или усеченных пирамидальных, конусообразных фигур разной высоты и степени сглаженности, отличающихся лишь размером оснований и углами наклонов боковых поверхностей и их линейных систем. Поэтому конусообразные формы рельефа представляют собой следующий типичный и широко распространенный класс конвергентных образований. Их выявление и выделение в пределах орогенных областей и поясов традиционно связано с геоморфологической индикацией очаговых систем, выраженных в рельефе в виде морфоструктур центрального типа (МЦТ) соответствующего ранга. Очень часто очаговые МЦТ формируют с магмоконтролирующими разломами единые линейные системы – цепи вулканов, интрузивных куполов, пояса сводовых поднятий орогенов с характерными элементами трансляционной симметрии.

Другой максимально широко распространенный класс конвергентных форм рельефа – линейные объекты или линеаменты разного типа, сопряженные с разрывными нарушениями различного генезиса и порядка. Среди экзогенных образований это, прежде всего, долины постоянных и временных водотоков разного ранга и генезиса, связанные с каналами стока поверхностных вод, а среди эндогенных – рифтогенные трогги, прогибы, желоба, узкие межгорные прогибы, впадины, грабены и другие образования. Гетерогенность, полихронность и иерархичность зон разрывных нарушений обуславливают огромное многообразие связанных с ними геоморфологических процессов и ситуаций. Объединяет различные по происхождению линейные гомологичные и конвергентные формы в экзогенной сфере морфогенеза детерминированная связь с зонами разрывных нарушений, которые создают структурную основу для зон кумуляции литодинамических потоков верхних частей литосферы. Конвергентные ряды образуют и различные по происхождению гипсометрические уступы, обрывы, клифы. При внешнем подобии форм их формирование может быть обусловлено разными факторами: сейсмообвальными, оползневыми процессами, комбинированным действием абразии и гравитационного обрушения масс, глубинной или боковой эрозией водотоков. Основные типы конвергентных форм рельефа, приводятся к следующим простым геометрическим фигурам: точка (центр), плоскость, конус и линия.

Длительность и устойчивость существования таких форм возможны лишь при гармоничном соотношении внутренних и внешних сил морфогенеза. Этот компромисс постулирован в принципе П. Кюри. В соответствии с ним в форме объектов сохраняются лишь те собственные элементы симметрии, которые совпадают с элементами симметрии окружающей среды. С термодинамической точки зрения именно такая адаптация или конформизм наиболее оптимальны, поскольку требуют минимальных расходов внутренней энергии на поддержание существования геоморфологических систем.

Хорошо известно, что гравитация – один из доминирующих факторов в различных геологических процессах и явлениях рельефообразования, поэтому именно она определяет возникновение наиболее широко распространенных классов или типов

конвергентных форм. Согласно принципу П. Кюри, общая направленность геоморфологических и геологических процессов связана со стремлением частиц вещества верхних частей литосферы занять гипсометрические уровни с наименьшим гравитационным потенциалом, значения которого в пределах одного интервала высот будут примерно равны. Абстрагируясь от плотностных неоднородностей литосферы, можно заключить, что такие условно эквипотенциальные поверхности возникают в различных гипсометрических, геоморфологических обстановках и соответствуют локальным, региональным или планетарным уровням эрозионно-денудационной или аккумуляционной планации рельефа с формированием педиментов, пенепленов и областей, зон осадкообразования. Сходные закономерности конвергентного морфогенеза отражены и в строении вулканических плато, в пределах которых происходит накопление эффузивного материала и формирование единого для данной территории уровня его аккумуляции после заполнения неровностей рельефа, существовавших до начала извержений. Поскольку гравитационно устойчивы лишь те геологические тела и структуры, центры тяжести которых максимально приближены к основанию, типичный облик морфоструктур и морфоскульптур областей денудации в различных физико-географических условиях близок к конусовидной или пирамидальной формам. Это – горные хребты, увалы, бугры пучения, барханы, степные курганы и другие образования. В ходе процессов эрозионно-денудационного расчленения растущих поднятий различного генезиса в их пределах обособляются аномальные по структурно-вещественным характеристикам участки, обладающие максимальной потенциальной энергией и устойчивостью к разрушению. Именно они образуют основу водораздельных узлов, сеть которых влияет на заложение и пространственные соотношения водосборов, а также рисунок долин водотоков. Последующие морфологические преобразования водораздельных узлов (как центров аномального геодинамического потенциала) определяются равной вероятностью направлений перемещения экзогенных литодинамических потоков. В этих условиях доминирующим становится радиальный рисунок долин водотоков, деятельность которых по перемещению дезинтегрированных масс горных пород на уровне их последующей аккумуляции способствует формированию универсальных форм центрального типа (конус, свод, купол).

Если для экзогенной сферы морфогенеза, в соответствии с принципом П. Кюри, предполагается адаптивная природа конвергенции, то при эндогенном рельефообразовании в основе возникновения гомологичных и конвергентных форм лежат закономерности, связанные с явлениями самоорганизации геологической среды под действием внутренних сил планеты. Реализация лишь двух принципиально возможных – объемного поливекторного и моновекторного канального – способов передачи энергии в пространстве лежит в основе доминирования двух основных типов геологических и соответственно геоморфологических эндогенных систем. В первом случае это поднятия центрального типа, связанные с глубинными и коровыми центрами активности недр (наплюмовые мегасводы, магматические своды, вулканы и др.) областей горообразования, а также изометричные впадины, котловины, развивающиеся над мантийными диапирами в условиях растяжения земной коры. Во втором – формы рельефа, развитие которых обусловлено наличием энергетических каналов и зон (рифты, разломы, контролируемые поступление и распределение магм, терм, флюидов, газов; полосы сгущения тектонических трещин и др.). Переходной является линейно-узловая организация

энергонесущих систем разного порядка, совмещающая черты двух основных типов и образующая цепи или ряды энергетических центров с характерными элементами трансляционной симметрии (цепи диапиров, вулканов, орогенных магматических сводов и др.). Все вместе они определяют эндогенный силовой каркас геологической и геоморфологической сред в пределах различных исследуемых территориях.

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ КАТАСТРОФИЧЕСКАЯ СМЕНА ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКИ В МЕЖГОРНЫХ ВПАДИНАХ СТАНОВОГО НАГОРЬЯ

Гуринов А.Л.¹, Margold M.^{2,3}, Jansen J.D.³, Codilean A.T.⁴

¹*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
gurinov.artem@gmail.com,*

²*Department of Geography Durham University,*

³*Department of Physical Geography & Quaternary Geology, Stockholm University,*

⁴*Earth Surface Geochemistry, GFZ German Research Centre for Geosciences*

Межгорные впадины восточного фланга Станового нагорья (Чарская и Муйская), а также их горное обрамление (Кодар, Удокан, Южно- и Северо-Муйский хребты) представляют собой арену развития специфических и весьма изменчивых геосистем. Особенности орогидрографического строения территории (а именно, наличие замкнутых котловин и антецедентных участков долин крупных транзитных рек) приводили к тому, что во время позднеплейстоценовых (и, вероятно, предшествовавших) оледенений суходольные ныне впадины превращались в огромные ледниково-подпрудные водоемы [4, 9 и др.]. Со времен П.А. Кропоткина и В.А. Обручева в научном мире неоднократно возникали споры о самой возможности существования и о природе озер, их размерах, а также о масштабах и интенсивности древнего оледенения рассматриваемого внутриконтинентального горного района [1, 3, 4]. При этом в большинстве случаев выводы о характере и распространении ледников делались лишь на основе общих представлений. В последнее время благодаря развитию геохронологических методов был сделан значительный шаг в расшифровке геологической и геоморфологической истории горных стран, особенно истории плейстоценовых оледенений. Данные полевых наблюдений и анализ материалов предшествовавших исследований, а также применение современных методов абсолютного датирования (космогенный изотоп ¹⁰Be) позволили уточнить некоторые сложные моменты истории развития рельефа Станового нагорья в плейстоцене [6, 7, 10]. Изучение космических снимков и цифровых моделей рельефа, разрезов рыхлых отложений и сравнительно-географический подход позволили обнаружить многочисленные следы существования Чарского и Муйского (Витимского) ледниково-подпрудных озер, а также реконструировать их акваторию.

Ледниково-подпрудное Муйское палеозеро в периоды своего максимального развития занимало площадь около 23500 км², распространяясь по долине Витима далеко за пределы системы Муйских котловин на север – до озера Орон, а на юг – вплоть до водораздела с р. Нерча. Максимальный уровень озера (840 м.) фиксируется по древним береговым линиям [8]. Свидетельством существования озера являются также

тонкозернистые (пески и алевроиты) отложения, вскрытые в днище Муйской впадины [2]. Муйское ледниково-подпрудное озеро по своей площади и объему превосходило большинство известных аналогов: Чуйско-Курайское палеозеро на Алтае, озеро Мизула в Кордильерах и др. Своим возникновением Муйский древний водоем обязан динамике выводного ледника, спускавшегося из центральных районов хребта Кодар по долине р. Сыгыкты и блокировавшего сток Витима в районе урочище Оронские Мели (рис. 1). Чарское ледниково-подпрудное озеро имело значительно меньшие масштабы (S,V) и исследовано менее подробно. Однако в разрезе рыхлых отложений Чарской впадины озерные отложения уверенно соотносятся исследователями с холодными эпохами плейстоцена [5]. Ледяная плотина, препятствовавшая стоку реки Чары, располагалась у Сулуматского порога и зависела от динамики выводного ледника долины р. Сулумат.

Изменение климата и таяние подпруживавших сток Витима и Чары ледников привели к термоэрозионному разрушению плотин и катастрофическому спуску озер – гляциальным суперпаводкам. Свидетельства таких «потопов» (catastrophic flood, outburst flood) можно обнаружить как в самих котловинах, так и в долинах дренирующих их рек ниже по течению. Каньон Витима в районе Парамского порога, подмываемые борта той же долины в районе Оронских Мелей, долина прорыва – брошенный каньон «Журавлиное болото» на правом берегу Витима чуть более, чем в 100 км севернее Муйской котловины представляют собою следы суперпаводковой эрозии, последовавшей за прорывом плотины [9]. К морфологическим результатам спуска озер относятся и аккумулятивные образования: гигантские бары, расположенные на высоте 50-100 м над современным урезом Витима, песчаный массив урочища Мылые Пески и грядово-ложбинный рельеф окрестностей Чкаловских озер в Чарской впадине [2].

Таким образом, получена обширная доказательная база не только существования ледниково-подпрудных озер в котловинах Станового нагорья в позднем плейстоцене, но и их катастрофического спуска. Резкая смена палеогеографической обстановки в Чарской и Муйской впадинах в значительной степени определила геоморфологические и литологические особенности арены современного хозяйственного освоения территории. Значительные площади в днищах обеих котловин занимают ныне озёрные террасы либо аккумулятивные массивы лимно- и флювигляциальных отложений.

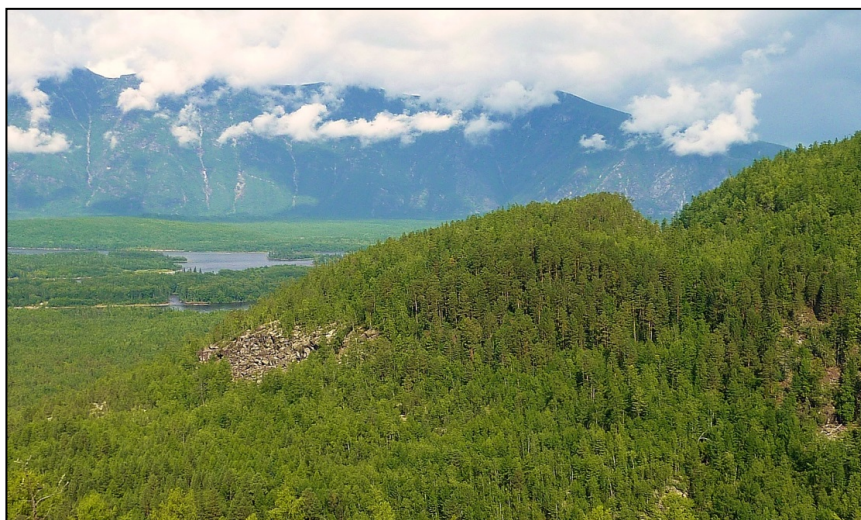


Рис. 1. Урочище Оронские мели – место предполагаемой ледниковой плотины, блокировавшей сток Витима (фото А. Гуринова).

Литература

1. Еникеев Ф.И. Плейстоценовые оледенения восточного Забайкалья и юго-востока Средней Сибири // Геоморфология, 2009, №2. с.33-49.
2. Кривоногов С.К. Осадконакопление во впадинах Байкальской рифтовой зоны в позднем плейстоцене и голоцене // автореф. дисс. ... док. гео.-мин. наук. Новосибирск, 2010.
3. Кульчицкий А.А., Сквитина Т.М., Уфимцев Г.Ф. Возможность быстрого затопления днища Муйской впадины при обвале в Парамском ущелье Витима // Экологические аспекты теоретической и прикладной геоморфологии: Материалы международной конференции "III Щукинские чтения". М., 1995. с. 136-137.
4. Обручев В.А. Олекминско-Витимский золотоносный район. Геологический обзор золотоносных районов Сибири, Часть 3. М. 1923. с. 34.
5. Осадчий С.С. К проблеме соотношения ледниковых и флювиальных эпох на территории Забайкальского севера // Позднекайнозойская история озер в СССР. Новосибирск: Наука, 1982. с. 61-71.
6. Margold M, Jansen JD, Gurinov AL, Codilean AT, Preusser F. Reconstructing Glacial Lake Vitim and its cataclysmic drainage to the Arctic Ocean EGU General Assembly Conference 2013 Abstracts 15, 6988.
7. Margold M, Jansen JD, Gurinov AL, Reznichenko NV, Codilean AT. Late Pleistocene glaciation of the Kodar Mountains, south-central Siberia, constrained by Be-10 exposure dating, EGU General Assembly Conference 2014 Abstracts 16, 9946.
8. Margold M, Jansson KN. Glacial geomorphology and glacial lakes of central Transbaikalia, Siberia, Russia Journal of Maps 2011 7 (1), 18-30.
9. Margold M, Jansson KN, Stroeven AP, Jansen JD. Glacial Lake Vitim, a 3000-km³ outburst flood from Siberia to the Arctic Ocean Quaternary Research 2011 76 (3), 393-396.
10. Margold M; Jansen JD; Gurinov AL; Codilean AT; Fink D; Preusser F; Reznichenko NV; Mifsud Ch, Extensive glaciation in Transbaikalia, Siberia, at the Last Glacial Maximum, Quaternary Science Reviews, 2015 (в печати).

ДЕЛЬТОВАЯ ГИПОТЕЗА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПЕСКОВ САРЫКУМА КАК УНИКАЛЬНОГО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ОБЪЕКТА РОССИИ

Гусаров А.В.

*Казанский (Приволжский) федеральный университет,
avgusarov@mail.ru*

Эолово-аккумулятивный комплекс «Сарыкум» (далее – Сарыкум (кумык. – «желтый песок»), или Кумторкалинские пески) – крупнейший в России и один из высочайших в Евразии изолированных (т.е. сформированных вдали от пустынь) песчаных массивов с площадью более 2.5 тыс. га. Это целая система дюн, грядовых, бугристых и периферийных песков в подгорной (у внешнего подножия хребта Нарат-Тюбе) части Дагестана (в 16-17 км на ЗСЗ от морского порта г. Махачкала) на Терско-Сулакской низменной равнине (рис. 1). Долиной р. Шура-Озень массив разбивается на две неравные

части – левобережный Большой (Западный) и правобережный Малый (Восточный) Сарыкумы, протягиваясь на 11-12 км с ЮВ на СЗ с шириной в центральной части свыше 3 км. Согласно нашим замерам (от 12 июня 2014 г.) максимальная абсолютная высота комплекса (наивысшей его дюны) составляет около 245 м, максимальная относительная высота над близлежащим участком поймы р. Шура-Озень – около 175-185 м. Протяженность гребня главной дюны Сарыкума – около 1.42 км; все остальные крупные дюны массива имеют длину не более 0.5-0.7 км. Суммарная протяженность дюнного сегмента Сарыкума с ЮЗ на СВ – немногим менее 2 км, при ширине с СЗ на ЮВ до 1 км.

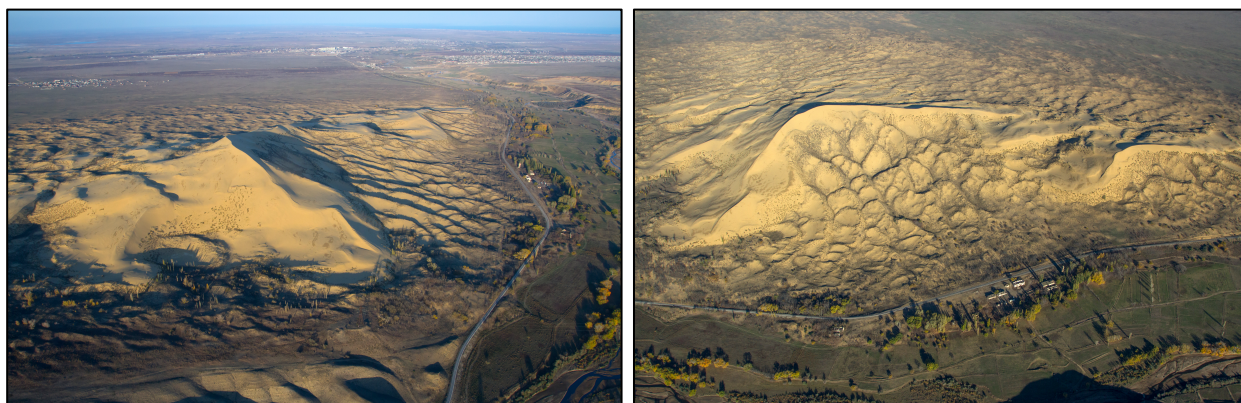


Рис. 1. Большой (Западный) Сарыкум и его окрестности (снимки, сделанные с летательного аппарата (октябрь 2012 г.), предоставлены заместителем директора Государственного природного заповедника “Дагестанский” Г.С. Джамирзоевым).

Светло-желтые кварцевые пески Сарыкума – своеобразный пустынный островок Северного Кавказа с соответствующим комплексом ксерофитной растительности и эндемиками аридного мира животных. В Дагестане это единственное место, где на протяжении пяти месяцев в году (с мая по сентябрь) средние месячные температуры воздуха превышают $+20^{\circ}\text{C}$, а в жаркие летние месяцы Солнце днем часто нагревает песок на склонах южной экспозиции до $+60^{\circ}\text{C}$ и выше. В 1978 г. Сарыкум был объявлен памятником природы, район которого по своему биологическому и ландшафтному разнообразию является одним из самых богатых природных уголков России. В 1987 г. в пределах дюнно-грядовых песков Большого Сарыкума был организован участок “Сарыкумские барханы” ГПЗ “Дагестанский”, ныне занимающий площадь в 391 га. Практически вплотную вдоль южного и юго-восточного подножия Большого Сарыкума проложено однопутное полотно стратегически важной для экономики Предгорного Дагестана железной дороги “Шамхал – Буйнакск” (рис. 1), функционирующей с 1916 г. Безопасность сообщения по этому пути (особенно на участке длиной 2.5 км, наиболее близко расположенном к песчаному массиву) во многом зависит от динамики переформирования его эолового соседа. После постройки железной дороги в районе станции Кумтор-Кале был заложен песчаный карьер, который уничтожил значительную часть южного подножия высокой дюны. Ныне тот карьер полностью занесен песком.

Существует целый ряд гипотез происхождения Кумторкалинских песков: *пустынно-реликтовая*, рассматривающая Сарыкум как остаток обширных среднеазиатских пустынь, некогда простиравшихся по Прикаспийской низменности; *эоловые* (гипотеза “песчаного смерча”, выдвинутая американскими исследователями, приезжавшими во времена Советского Союза в Дагестан, согласно которой по другую

сторону Каспия, в Каракумах, десятки тысяч лет назад прошел сильнейший ураган, перенесший через море огромную массу песка к подножию горного Дагестана; *гипотеза эолового переотложения местных пород*, согласно которой, начиная с работ Н.Н. Барбота-де-Марни [2] и А.А. Майорова [3], пески Сарыкума рассматривались как продукт выветривания местных пород и дальнейшего ветрового перемещения и аккумуляции этих продуктов в данном районе), *вулканогенная*, рассматривающая пески Сарыкума как продукт вулканической (поствулканической) деятельности [4], *прибрежно-морская* (потенциальными являются регрессивные морские отложения – бары). Несмотря на ту или иную степень научной вероятности большинства указанных выше гипотез или отдельных их элементов, ни одна из них не может убедить нас ответом на простой, но принципиальный вопрос: почему сравнительно локализованное накопление огромной массы песка произошло именно здесь, вплотную к долине р. Шура-Озень, на месте ее выхода на равнину Прикаспия с Предгорного Дагестана, близ устья Капчугайского ущелья (рис. 2).



Рис. 2. Буйнакская (Ахгельская) котловина, массив Сарыкум и их окрестности на космическом снимке; вид с высоты около 46.6 км (по материалам сайта www.google.com/earth). 1 – Чиркейское водохранилище, 2 – г. Буйнакск, 3 – г. Махачкала, 4 – Каспийское море; НТ – хребет Нарат-Тюбе (серой стрелкой показано положение Капчугайского (Кумторкалинского) ущелья хребта); сплошная белая линия – граница бассейна р. Шура-Озень выше Капчугайского ущелья; пунктирная черная линия – предположительная область аккумуляции песков Сарыкума.

В расположенных на разных высотных уровнях дефляционных котловинах у северного подножия дюнного сегмента Большого Сарыкума мы обнаруживаем немногочисленные и занесенные песком выходы слабосцементированных косослоистых песков, часто с россыпями гравия и мелкой гальки на месте их разветвления. Аналогичные песчаные образования, но уже с нечастыми прослоями (или линзами) сцементированного (карбонатным раствором?) гравия и мелкой гальки, вскрыты и в карьере Малого Сарыкума.

Указанные текстурные особенности залегания данных песков (переплетающаяся косяя слоистость) с присутствием в них гравийно-галечного (также слоистого) материала – явный признак сравнительно динамичной водной среды седиментации. Однако локализация песков вне долины р. Шура-Озень и отсутствие (говоря осторожнее – не обнаружение) в них ископаемой солоновато-водной морской фауны указывает методом

исключения на то, что эта водная среда не могла быть, соответственно, речной (формирование песков в составе долинного аллювия р. Шура-Озень), ни, скорее всего, прибрежно-морской (морские бары). Критический анализ всего вышесказанного позволяет нам выдвинуть новую гипотезу образования Кумторкалинских песков – **дельтовую**. Согласно этой гипотезе материал Сарыкума изначально, до его частичной эоловой переработки, представлял собой отложения дельты водотока Шура-Озень, сформированной на поверхности (преимущественно?) позднехазарских седиментов Каспия. Областью денудации, поставившей пески в дельту р. Шура-Озень, выступал ее бассейн выше Капчугайского ущелья хребта Нарат-Тюбе (рис. 2). По одному из сценариев гипотезы аккумуляция песков могла произойти в одну из фаз оледенения позднего неоплейстоцена (предположительно в период высокой трансгрессии раннехвалынского бассейна – около 30-20 тыс. лет назад), когда складывались благоприятные условия для интенсивной перигляциальной бассейновой эрозии хребтовых песчаников и дельтового накопления ее продуктов. Собственно сама перигляциальная седиментация песков, скорее всего, происходила на конечном этапе криогигротической и начальном этапе криоксеротической фаз оледенения, когда поверхностный сток воды был еще достаточен для осуществления делювиальных процессов; с середины криоксеротической фазы стали постепенно подавляться уже и сами делювиальные процессы (на фоне усиления процессов эоловых, в особенности в последующую термоксеротическую фазу межстадиала), что очень резко сократило сток наносов в дельтовую область и, следовательно, усилив глубинную эрозию осветленными водами пра-Шуры-Озень, в особенности в последующую термогигротическую фазу межстадиала. При этом седиментация песков протекала стадийно, образовав разные фации сарыкумских дельтовых песков, отражая, тем самым, последовательную смену палеогеографических условий того времени. Преимущественно песчаный состав дельтовых наносов пра-Шуры-Озень можно дополнительно объяснить, с одной стороны, аккумуляцией значительной части более грубого материала в Буйнакской котловине – своеобразной его ловушке на пути водотока с гор к морю, и, с другой стороны, выносом более тонкого материала в подводную дельту (авандельту) пра-Сарыкума, ныне, скорее всего, размытую последующей более низкой трансгрессией Каспия.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00018-а).

Литература

1. *Акаев Б.А. и др.* Физическая география Дагестана. М.: Школа, 1996. 391 с.
2. *Барбот-де-Марни Н.Н.* Отчет о геологических исследованиях в Темирхан-Шуринском округе Дагестанской области / Материалы по геологии Кавказа. Тифлис, 1894. Сер. 2, кн. 8. С. 228-409.
3. *Майоров А.А.* Эоловая пустыня у подножия Дагестана. Махачкала: Изд-во ДагНИИ, 1927. 116 с.
4. *Мацапулин В.У., Тулышева Е.В., Хлопкова М.В.* О геологических условиях формирования песчаной горы Сарыкум и геохимических особенностях ее карбонатных отложений // Аридные экосистемы. 2013. Т. 19, № 1. С. 19-27.

ФИТОИНДИКАЦИЯ ПРИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ В НИЖНЕМ ПОВОЛЖЬЕ

Деркач А.А., Ощепков Г.В.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
derkach1977@yandex.ru, kelimbern@mail.ru*

Фитоиндикационная методика, применяемая в настоящее время преимущественно в поисковой и инженерной геологии, геохимии и ландшафтоведении, может быть использована и для геоморфологических и палеогеографических исследований, являясь удобным инструментом, применимым как в полевых, так и в камеральных условиях. Фитоиндикация позволяет по-другому взглянуть на проблемы экологии и геоморфологии Нижнего Поволжья: оценить степень нарушенности ландшафта в результате техногенной нагрузки (опустынивание, перевыпас скота), локализовать определенные черты рельефа исследуемого района (определение границ террас и форм микрорельефа поймы), выявить протекающие на территории геоморфологические процессы, в том числе неблагоприятные и опасные явления (оползни, просадка грунта, образование суффозионных котлов). По результатам изучения литературных источников, а также по материалам полевых экспедиций была составлена таблица эколого-геоморфологических фитоиндикаторов, применяемых при полевых работах в Нижнем Поволжье (табл. 1).

**Таблица 1. Основные фитоиндикаторы для аридного района Нижнего
Поволжья**

Индикаты	Индикаторы
Рельеф:	
Грядовый рельеф поймы	Древесная растительность на повышениях, преимущественно, дуб, ива, тополь, тамариск; разнотравно-злаковые луговые ассоциации в понижениях
Старичные понижения, не заполняемые водой при половодье	Заросли ивняка, лоха
Старичные понижения, заполняемые водой при половодье	Камыш, тростник
Низкая пойма в области низкого волнового действия	Гигрофиты, овсяница
Низкая пойма в области подмывания хвалынской террасы	Паслен, дурнушник
Днища малых форм эрозионной сети	Прутьяк, лох, типчак
Суффозионные котловины на поверхности террасы	Более свежие по сравнению с окружающей территорией ассоциации ковыля Лессинга и полыни белой («зеленые пятна»)
Эоловые гряды, в т.ч. за пределами долинного комплекса	Лишайниковый покров в понижениях между грядами
Литология:	
Гипсоносные глины	Ежовник или биюргун солончаковый, лебеда белая, кермек, ковыль Лессинга
Переслаивающиеся суглинки, супеси пески	Полынь серо-белая, биюргун безлистный
Ожелезненные пески и песчаники	Ассоциации саксаульчика
Пески и супеси	Ковыль-волосатик, полынь песчаная, колосняк кистистый, ковыль перистый
Засоленные илистые отложения	Сарсазанники, полынь малоцветковая
Полезные ископаемые:	
Индикатор нефтеносных залежей	Гигантизм солянок

	Вторичное цветение ромашки Вытянутые (свечковидные) формы лебеды белой Шаровидные формы солероса европейского Угнетённость, карликовость сарсазана шишковатого
Современные процессы:	
Осушение территории, засоление грунта	Увеличение доли солянок и других галофитов среди растительных ассоциаций территории
Размыв берега, оползание блоков грунта	Удлинение корней белой полыни по трещинам отседания; вывороты корней древесных растительных форм, образование заломов
Опустынивание	Кочкарность травянистой растительности, разреженный травянистый покров, увеличение доли ковыля-волосатика, ковылька, эбелека, суккулентов
Антропогенная нагрузка:	
Перевыпас скота	Резкое снижение кормовых растительных видов, увеличение доли эбелека и типчака
Техногенное нарушение грунта	Мозаичный растительный покров с высокой долей галофитов среди участков пылеватого грунта, лишённого растительности
Засоление почв в результате мелиоративных мероприятий	Увеличение доли галофитов, мозаичность растительного покрова, исчезновение большинства видов полыни

В Нижнем Поволжье за плейстоценовую историю флювиальный рельеф был сильно переработан морскими процессами, а древний доплейстоценовый рельеф местами погребен под толщей песчаных и глинистых трансгрессивных фаций. В процессе отступления моря территория вновь подвергалась эрозионной обработке. В итоге, в нижнем течении Волги преобладают субгоризонтальные аккумулятивные морские равнины с последующим эрозионным расчленением. Морские и речные осадки на террасах перекрывают друг друга, согласуясь с ритмикой трансгрессий и регрессий Каспийского приемного бассейна Волги. Образуются серии разновозрастных морских и субэзаральных террас, местами осложненных бэровскими буграми [2].

Особый интерес для геоморфолога-палеогеографа представляет хвалынский рельеф Нижнего Поволжья, образованный в позднем плейстоцене в результате хвалынской трансгрессии Каспийского моря. Помимо большой роли в формировании современного рельефа Нижнего Поволжья, трансгрессия оставила после себя горизонт так называемых «шоколадных» глин – специфическую пачку отложений, характеризующуюся не повсеместным распространением, различными формами залегания, сильной карбонатностью и полигональной трещиноватостью. Происхождение горизонта «шоколадных» глин остается одной из фундаментальных проблем палеогеографии плейстоцена Каспийского бассейна: формирование мощного глинистого осадка с угнетенной фауной происходило, с геологической точки зрения, очень быстро, мощности горизонта меняются от нескольких десятков сантиметров до десятков метров, местами выклиниваясь из разреза полностью [3].

Свойства «шоколадных» глин являются определяющими для хозяйственного освоения обширных территорий Нижнего Поволжья [1]. На некоторых участках исследованного района в глинах обнаружены глубокие трещины, могущие повлечь за собой просадочные явления, осложняющие эксплуатацию территории, а на обрывах местами образуются каскады оползневых террас. Там же, где трещин в глинах нет, образовывается водоупорный горизонт, способствующий подъему уровня грунтовых вод, часто засоленных. Кроме того, необходимо учитывать положение шоколадных глин в разрезе при сельскохозяйственной эксплуатации территорий – раннехвалынские

отложения сильно обогащают почву карбонатами, превращая территорию при неправильной ирригации и предельном выпасе в солончак.

В изучении палеогеографической специфики раннехвалынских отложений последние десятилетия локализация на местности и установление мощностей «шоколадных» глин могли быть получены только при помощи бурения или наблюдений выходов глин в естественных обнажениях бэровских бугров или на уступах хвалынской террасы. Метод фитоиндикации может установить наличие «шоколадных» глин в разрезе, их вероятную мощность и глубину залегания без необходимости вскрытия вышележащих пород. Используя закономерности расселения растений, за короткое время можно получить большой спектр информации.

На трех разрезах (Райгород, Черный Яр, Ленино) была установлена связь между соотношением в растительном покрове бассии (кохии) очитковидной (*Bassia sedoides*) и глубиной залегания раннехвалынских глин. *Bassia sedoides* – индикатор, прежде всего, сильно глинистых грунтов: специфика корневой системы этого растения позволяет забирать влагу с поверхности водоупора, и, следовательно, при увеличении глубины залегания глин уменьшается процент содержания *Bassia sedoides* в растительном покрове. На песчанистых грунтах растение чувствует себя подавленно и быстро исчезает. При глубине залегания глин до 0,5 м *Bassia sedoides* составляет до 70% растительного покрова, при глубине от 0,5 до 1 метра – до 15%, при глубине более 1 м – до 5%. Увы, глубина залегания глин более 2 метров уже не может быть точно отражена в процентной доле, и здесь, по-видимому, необходимо учитывать не столько содержание конкретно *Bassia sedoides*, сколько уменьшение доли полыни солянковидной (*Artemisia salsoloides*), чутко реагирующей на понижение карбонатности грунта (и, следовательно, увеличение глубины залегания хвалынских морских глин).

По результатам фитоиндикации была проведена работа по дешифрированию снимков разреза Райгород в ИК-диапазоне, показавшая высокую эффективность в установлении формы кровли «шоколадных глин» и глубины залегания глинистого горизонта. На снимке отразился не только примерный рельеф поверхности глинистого горизонта, но и основные направления его трещиноватости. Метод дешифрирования в геоморфологической фитоиндикации в семиаридных районах весьма трудоемкий, осложнен множеством накладываемых ограничений. Но при комплексном исследовании индиката и специфики вмещающего индикат ландшафта может быть использован в целях геоморфологических и палеогеографических исследований с высокой эффективностью.

Литература

1. Доклад о состоянии окружающей среды Волгоградской области в 2008 году / Ред. колл.: В.И. Новиков и др.; Комитет природных ресурсов и охраны окружающей среды Администрации Волгоградской области. Волгоград: Панорама, 2009. 384 с.
2. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. Автореф. Докторской диссертации. М., МГУ, 1977. С. 62.
3. Свиточ А.А. Колебания уровня Каспийского моря в плейстоцене // Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. М., Наука, 1991. С. 5-100.

ИНФОРМАЦИОННЫЙ РЕСУРС «МАГЕЛЛАНОВЫ ГОРЫ (ТИХИЙ ОКЕАН)» В ИЗУЧЕНИИ ГЕОМОРФОЛОГИИ ГАЙОТОВ

Жулёва Е.В.¹, Рашидов В.А.², Метальников А.А.¹, Чесалова Е.И.³

¹ *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
lenageo@rambler.ru, andramet@gmail.com,*

² *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, rashidva@kscnet.ru,*

³ *Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского РАН, rwm@sgm.ru*

Магеллановы горы, располагающиеся в центральной части Восточно-Марианской котловины на участке между 10° с.ш. и 22° с.ш. и 149° в.д. и 160° в.д., являются одним из наиболее интересных районов проявления мелового вулканизма в Тихом океане. Непрерывное внимание к этому району исследований в значительной мере связано с тем, что на склонах и вершинах гайотов Магеллановых гор были обнаружены скопления железомарганцевых корок и конкреций [2].

Для выполнения геоморфологических исследований на современном уровне, с использованием последних достижений геоинформационных разработок, создан информационный ресурс (ИР) «Магеллановы горы (Тихий океан)». В ИР и ИР обобщены результаты геоморфологических исследований Магеллановых гор, полученные в рейсах Института вулканологии ДВО РАН, Института океанологии РАН и ГНЦ «Южморгеология», а также литературные данные и материалы из сети Интернет, и использованы современные методики их обработки.

ИР по гайотам Магеллановых гор включает в себя базу данных (БД), геоинформационную систему (ГИС) «Магеллановы горы Тихого океана» и web-сайт «Магеллановы горы (Тихий океан)», расположенный по адресу <http://guyot.ocean.ru/>. Организовано взаимодействие ГИС, БД и web-сайта. ИР содержит информацию о 27 гайотах.

На основе главных морфометрических признаков, в качестве которых с использованием ГИС-технологий были выделены площадь, высота и степень вытянутости, была проведена классификация гайотов ряда горных хребтов северо-западной части Тихого океана [3]. Установлено, что для Магеллановых гор характерны высокие, долго развивающиеся постройки сложной морфологии, представляющие собой гайоты, как одновершинные, так и с несколькими вершинами на общем цоколе. С помощью ИР были обработаны все доступные батиметрические карты и выявлено, что высоты гайотов изменяются в интервале 3500-4000 м, а площади оснований – в интервале 3500-10000 км². Крупные гайоты Магеллановых гор расположены на большем расстоянии друг от друга, чем средние и малые горы. Небольшие гайоты часто формируют цепочки, которые, по-видимому, трассируют тектонические разломы.

Важным этапом создания ГИС явилась разработка алгоритма выделения контура основания подводной горы на фоне окружающей абиссальной равнины. Алгоритм заключается в расчете градиентов изменения уклона поверхности дна океана и выделении замкнутых областей положительного градиента, превышающего 5 градусов. После выделения контура гайота, на базе высокоточных данных спутниковой альтиметрии с

использованием встроенных инструментов Spatial Analyst ArcGIS 10.1, строились высокоточные трехмерные 3D карты рельефа подводных гор (рис. 1).

В зависимости от степени изученности отдельных построек, непосредственно для Магеллановых гор построены крупномасштабные батиметрические карты, геологические и геоморфологические карты, карты различных морфометрических признаков (углы наклона склонов, азимуты простираия, площадь и объем морфологических элементов, криватура), карты магнитного и гравитационного полей, карты распространения железомарганцевых образований.

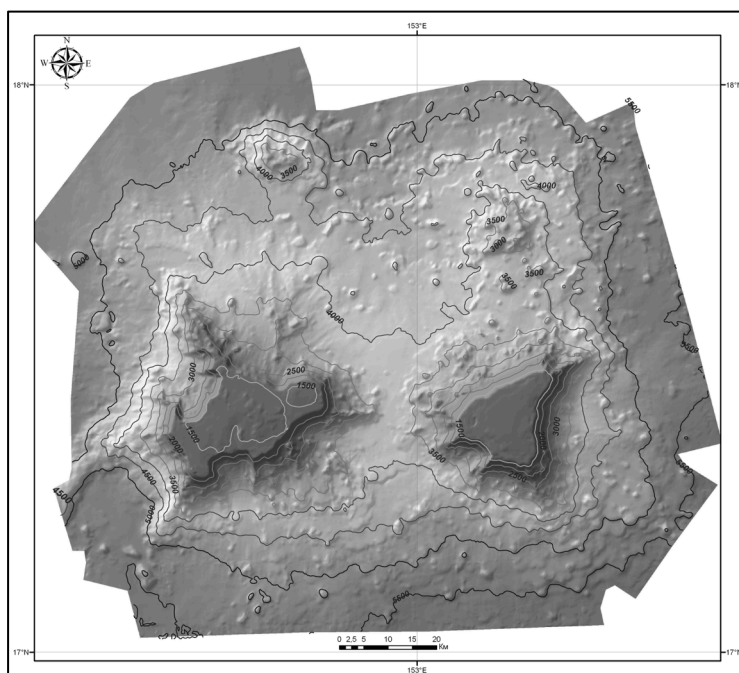


Рис 1. Батиметрическая карта гайота Коцебу.

Использование ГИС-технологии не только пополняет сведения о геоморфологическом строении гайотов, но позволяет выявлять новые закономерности и особенности их морфологии (рис. 2-5).

Так, например, с использованием ГИС-методов анализа пространственных данных для гайотов Грамберга, Ита-Май-Тай, Геленджик, Коцебу построены карты уклонов поверхности склонов, и проведен анализ особенностей распределения этого показателя (рис. 2). Карты криватуры, построенные для гайотов Говорова и Ильичева, характеризуют степень кривизны исследуемой поверхности, выделяя выпуклые и вогнутые формы рельефа (рис. 3). На картах вертикальной изрезанности поверхности на гайотах Ита-Май-Тай и Геленджик хорошо отражается степень вертикальной изрезанности вершины и склонов, в значительной мере связанная с проявлением тектонических нарушений. Карты азимутов простираия склонов гайотов Ита-Май-Тай и Геленджик позволяют говорить об активности протекания тектонических и экзогенных процессов, формирующих сложную конфигурацию поверхности склонов (рис. 4).

Созданный ИР позволил обобщить и обработать на современном уровне всю доступную информацию о геоморфологии гайотов Магеллановых гор и выявить закономерности их пространственного и временного развития.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 12-05-00974-а).

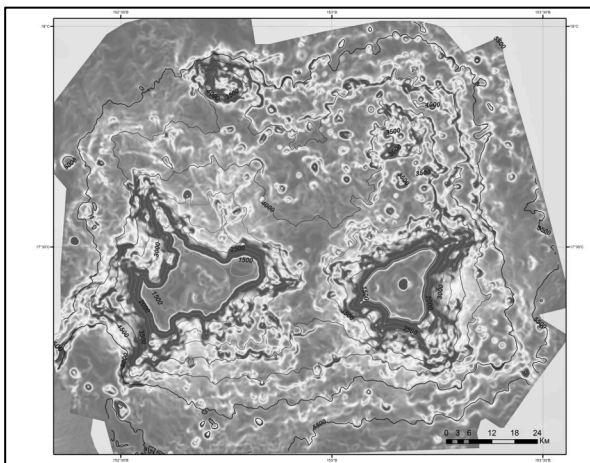


Рис 2. Карта-схема уклонов поверхности склонов гайота Коцебу.

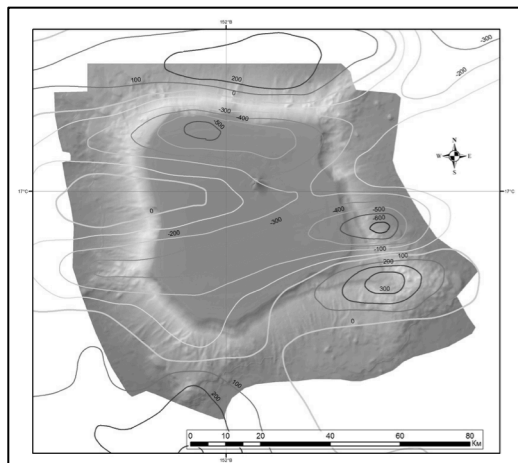


Рис 3. Карта криватуры гайота Ильичева.

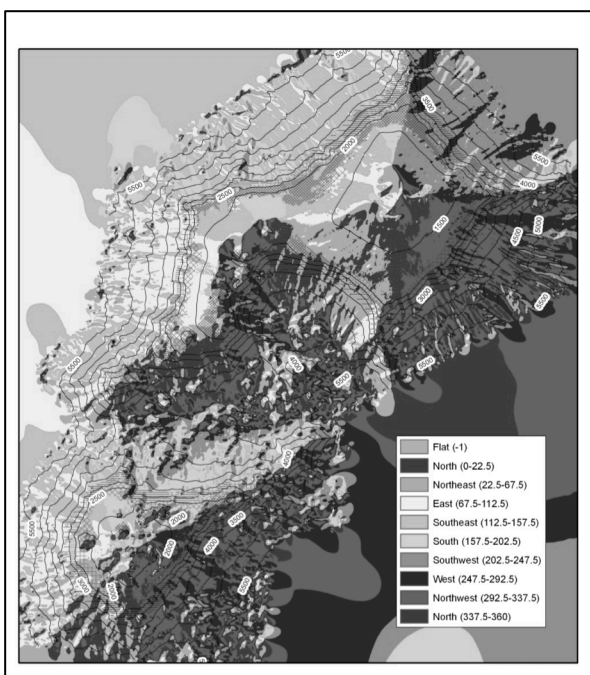


Рис 4. Азимут склонов гайотов Ита-Май-Тай и Геленджик.

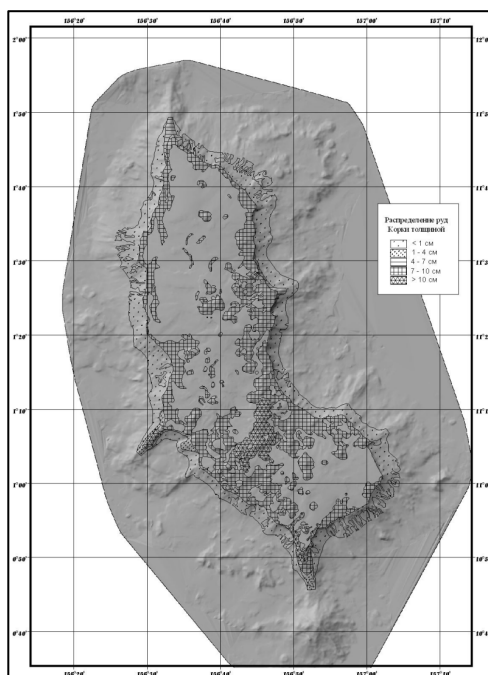


Рис 5. Трехмерная карта рельефа гайота Бутакова с границами развития ЖМК различной мощности [1].

Литература

1. Асавин А.М., Чесалова Е.И., Мельников М.Е. Прогнозная ГИС модель формирования кобальтмарганцевых корок гайота Бутакова (Магеллановы горы, Тихий океан) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 2. С. 105-117.
2. Рашидов В.А. Магеллановы горы (Тихий океан): состояние геологической изученности // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2006. № 2. С. 13-20.
3. Чесалова Е.И. Использование ГИС-технологий для классификации подводных форм рельефа и оценки их рудной продуктивности (на примере Магеллановых подводных гор, Тихий океан) // Геоинформатика. 2014. №3. С. 18-25.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ДИНАМИКА ПРИЛЕДНИКОВЫХ ВОДОЕМОВ В ПРЕДЕЛАХ ЧУДСКО-ПСКОВСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Карпухина Н.В.

Институт географии РАН, natalia_karpukhina@mail.ru

Приледниковые водоемы, формировавшиеся перед фронтом ледниковых покровов, были распространенным явлением в плейстоцене. Их возникновение связано с подпруживанием ледником водотоков и его таянием на фоне обратного уклона ледникового ложа.

Чудско-Псковская низменность является классическим районом, в пределах которой проявилась деятельность приледниковых водоемов в позднем плейстоцене. Данная низменность расположена на северо-западе Восточно-Европейской равнины и занимает северную половину Псковской низменности.

Окончательная деградация ледникового покрова и, как следствие, формирование рельефа низменности происходит в течение беллинга. В это время поверхность низменности приобретает относительно плоский рельеф лимногляциальных равнин, перемежающихся с фестонобразными полосами холмисто-грядового рельефа краевых образований.

Территория низменности не одно десятилетие привлекает к себе внимание исследователей, занимающихся вопросами деградации плейстоценовых ледниковых покровов. Несмотря на это, ряд вопросов, связанных с деградацией последнего ледникового покрова остаются нерешёнными или дискуссионными. Например, проблема выделения уровней приледниковых водоёмов на территории РФ и их корреляция с прилегающими регионами. Стоит отметить, что в основе существующих региональных схем миграций приледниковых водоёмов в пределах данного региона, практически отсутствуют фактические данные, собранные по территории РФ. Кроме этого, мало сведений о глубинах приледниковых водоемов и характере процессов, протекавших в них.

Основная задача исследования – реконструировать пространственное положение и динамику приледниковых водоемов в пределах низменности.

В ходе изучения местоположения приледниковых водоемов на разных стадиях нами использовалась совокупность различных методов, ключевым из которых стал – геоморфологический анализ, позволивший создать серию палеогеографических карт, на которых отображено пространственное положение приледниковых водоемов в течение стадий и фаз деградации поздневалдайского ледникового покрова. Положение активного края ледника во время дегляциации было определено на основе пространственного положения комплексов краевых образований согласно с созданной нами геоморфологической картой для данного региона. Области распространения мёртвого льда устанавливались по специфическим морфологическим комплексам, сформировавшимся в условиях таяния мёртвого льда, а их пространственное положение было также определено на основании геоморфологической карты [1].

Данные, касающиеся абсолютного возраста стадий (лужской, невской) и фаз (талабской, раскопельской, гдовской), были привлечены со смежных территорий. Исходя из этих сведений, были рассчитаны скорости отступления ледникового покрова. На

основание этих материалов был оценен приблизительный возраст для псковской и ремдинской фаз лужской стадии.

Определение уровней приледниковых озёр основывалось на данных об абсолютных высотах береговых образований палеоводоемов. Для этого нами была создана обширная база данных, содержащая информацию о пространственном положении береговых образований. Однако, корреляция одновозрастных береговых образований осложнялась послеледниковым гляциоизостатическим поднятием территории. С целью определения истинного высотного положения палеоводоёма необходимо было рассчитать вероятные уровни приледниковых озёр. Первоначально, нами был построен спектр береговых образований палеоводоемов, отображающий общий тренд и величины гляциоизостатического поднятия в регионе. Величина гляциоизостатического поднятия варьировалась на разных этапах деградации ледника. Сопоставив осредненную величину с аналогичными параметрами, выполненными эстонскими исследователями [2], была оценена средняя величина гляциоизостатического поднятия и его азимут на основании которых выполнялась корреляция между береговыми образованиями.

О достоверности полученных нами результатов свидетельствует то, что в ходе последующих полевых исследований, с помощью реконструированных уровней приледниковых озёр нами были обнаружены неописанные ранее береговые формы рельефа палеоводоемов. Кроме этого, рассчитанные уровни практически совпадают с уровнями, определёнными эстонскими исследователями на основании материалов, собранных по восточной части Эстонии.

Изучение литофациальных особенностей лимногляциальных отложений позволило судить о глубинах и морфодинамических обстановках, существовавших в приледниковых водоемах.

Основные выводы:

1. В пределах территории исследования выделено 6 разноуровневых приледниковых водоёмов: Псковская фаза – 130-100 (на севере); Талабская – 95-75 (на севере) – 92-72 (на юге); Ремдинская – 72 (на севере) – 68 (на юге); Раскопельская – 66-62,5 (на севере) – 60-56 (на юге); Гдовская – 54 (на севере) – 45 (на юге); Невская стадия – 46 (на севере) – 37 (на юге). При этом впервые был установлен уровень приледникового водоёма в псковскую фазу.

2. На первых этапах развития приледниковых водоемов было характерно преобладание абразионных форм рельефа, маркирующих береговые линии. В ходе понижения уровня в приледниковых водоемах, частота встречаемости аккумулятивных форм рельефа увеличивается, что связано с уменьшением крутизны подводного берегового склона в палеоводоемах.

3. Лимногляциальные отложения залегают сплошным плащом на значительной части Чудско-Псковской низменности. Их мощность неодинакова и колеблется от 1 до 15 м. По литологическому составу – это глины и суглинки (местами ленточные), алевриты, пески. В распределении данных литотипов наблюдается определённая зональность, которая вызвана формированием отложений в различных седиментационных зонах приледниковых водоёмов. Прибрежная зона протягивалась узкой полосой по всему периметру озера. Зоны литорали и сублиторали занимали наибольшие площади в приледниковых водоемах. Глубоководная зона (профундали), существовала лишь в самой центральной части низменности, вблизи современной долины р. Великой.

4. Уровни приледниковых водоемов понижались неравномерно и скачкообразно, что обусловлено появлением новых каналов стока озерно-ледниковых вод с началом каждой стадии или фазы деградации ледника.

Литература

1. Карпухина Н. В. Особенности деградации осташковского ледникового покрова в пределах Чудско-Псковской низменности // Геоморфология, 2013. № 4. С. 38-47.
2. Hang T., Miidel A. and Pirrus R. Late Weichselian and Holocene water-level changes of Lake Peipsi, eastern Estonia // ПАСТ, 1996. pp. 121-131.
3. Rosentau A., Hang T., Miidel A. Simulation of the shorelines of glacial Lake Peipsi in Eastern Estonia during the Late Weichselian // Geological Quarterly, 2004. Vol. 48 (4). Pp. 299-307.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ПЛАКОРОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Константинов Е.А.

Институт географии РАН, eakonstantinov@yandex.ru

Разрезы лёссово-почвенной формации (ЛПФ) представляют большой интерес для изучения плейстоцен-голоценовой морфодинамики плакоров внеледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Установление взаиморасположения горизонтов лёссов и погребенных почв, а также выявление текстурных особенностей отложений (эрозионные контакты, признаки склонового переотложения и др.) позволяют с высокой детальностью реконструировать историю развития рельефа в контексте ледниково-межледниковой цикличности четвертичного периода. Северо-Восточное Приазовье один из наиболее перспективных районов для подобных исследований. Абразионные береговые обрывы Азовского моря позволяют проследить строение ЛПФ средне-поздненеоплейстоценового возраста на протяжении многих километров, что дает возможность с высокой надежностью реконструировать последовательную трансформацию рельефа плакоров за последние ~500 тыс. лет. И здесь нельзя не отметить парадоксальность сложившейся ситуации, когда за более чем вековую историю исследований лёссов Приазовья специальных работ, посвященных палеогеоморфологическим реконструкциям, не проводилось. Большинство исследователей ограничивалось только зарисовками примерного положения стратиграфических подразделений, вскрытых в протяженных обрывах (Хохловкина, 1940; Веклич, 1968; Субаэральные., 1981; и др.). В ряде случаев строились и более обстоятельные разрезы (Лебедева, 1972; Разрез., 1976). Однако все подобные работы проводились лишь на качественном уровне, на основе визуальной оценки положения горизонтов. Отчасти это упущение можно объяснить имевшейся до недавнего времени неполнотой в разработке обоснованной хроностратиграфической схемы строения ЛПФ Приазовья. Работы последних лет (Величко и др., 2006, 2009, 2012) восполняют этот пробел. Основные фазы формирования педокомплексов (ПК) Приазовья соотносятся с

межледниковыми эпохами и морскими изотопными стадиями (MIS): мезинский ПК – микулинское межледниковье, MIS 5e, ~135-117 тыс.л.н.; каменский ПК – каменское, MIS 7, ~190-220 тыс.л.н.; инжавинский ПК – лихвинское, MIS 9, ~300-340 тыс.л.н.; воронский ПК – мучкапское межледниковье, MIS 13, ~470-500 тыс.л.н. Предложенная педостратиграфическая схема базируется на комплексе данных: соотношении с подстилающими лиманно-аллювиальными уровнями, палеофаунистических определениях, палеомагнитных характеристиках, а также данных физического датирования (^{14}C и OSL).

Для проведения палеогеоморфологических исследований был выбран ряд ключевых участков на побережье Таганрогского залива: Мелекино, Беглица, Семибалки, Шабельское. Ключевые участки принадлежат разновозрастным лиманно-аллювиальным террасовым уровням с дифференцированным по мощности и сложности строения лёссово-почвенным комплексом. Полевые работы включали инструментальную фиксацию стратиграфических подразделений в двух направлениях: вдоль береговых обрывов, а также в поперечных створах на основе данных бурения. Фиксировалось: положение кровли палеопочвенных уровней; эрозионные контакты в толще отложений – погребенные поверхности размыва; специфика структуры, цвета и текстуры отложений, отмечались включения и новообразования. Диагностика погребенных почв в береговом обнажении и скважинах проводилась на основе морфотипических признаков, разработанных Т.Д. Морозовой, и опиралась на детально изученный с применением комплекса аналитических методов (литолого-геохимического, палеопедологического, микроморфологического, палеомагнитного, палеофаунистического) опорный разрез.

По результатам проведенных палеогеоморфологических исследований установлено, что главные черты эрозионной сети, представленной в рельефе территории балочно-суходольным комплексом, были сформированы уже к началу мучкапского межледниковья (MIS 13). Начиная с того времени и до наших дней, крупные магистральные балки сохранили фиксированное положение на местности, оставаясь выраженными в рельефе даже на этапах преобладающей лёссовой и склоновой аккумуляции. Мезорельеф обособившихся к мучкапскому времени плакорных участков развивался до начала валдайской эпохи в условиях преобладающего лёссонакопления (свойственной ледниковьям), которое прерывалось этапами (межледниковья) относительной стабилизации поверхности и развития почвообразования. Облекающий характер залегания палеопочвенных уровней, отсутствие стратиграфических несогласий и эрозионных контактов в разрезах для интервала воронский ПК – мезинский ПК указывают на то, что процессы сноса на плакорах характеризовались невысокой интенсивностью и не приводили к существенной трансформации рельефа на довалдайском этапе. Накопление лёссов в гляциозпохи вело главным образом к повышению общего уровня поверхности при сохранении основных морфологических черт и вуалировании форм микрорельефа. Выявленные в береговых обнажениях и на буровых профилях стратиграфические несогласия и эрозионные контакты, выклинивающие мезинский ПК, указывают на послемиккулинский этап активизации процессов сноса на плакорах. Характер эрозионных контактов и строение заполнения послемиккулинских эрозионных врезов позволяют соотнести фазу врезания и последовавшую за ней фазу аккумуляции (выполнения врезов) с концом валдайской эпохи. Процессы денудации проявились в углублении балок и регрессивном росте балочных отвершков в глубь водораздельных поверхностей, а также в

активизации склоновых процессов (делювиального смыва и, возможно, солифлюкции). Среди вероятных причин, вызвавших интенсивный поздневалдайский снос на плакорах, выделяются следующие: 1) специфическая криоаридная климатическая обстановка позднего валдая, которая сказалась на снижении устойчивости субстрата (через разреженный растительный покров и глубокое сезонное промерзание); 2) значительное падение базиса эрозии (Азово-Черноморского бассейна), усилившее регрессивный рост эрозионной сети; 3) общий рост поверхностного стока и его неравномерность в позднеледниковые.

Литература

1. *Величко А.А., Като Н.Р., Кононов Ю.М. и др.* К оценке тренда аридизации юга России по результатам исследований разреза Семибалки-1, Приазовье // *Современные проблемы аридных и семиаридных экосистем юга России*. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2006. С. 108-133.
2. *Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С. и др.* Особенности строения плейстоценовой лёссово-почвенной формации юга Русской равнины по материалам Восточного Приазовья // *ДАН*, 2009. Т. 428, № 6. С. 815-819.
3. *Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К. и др.* Становление зоны степей юга России (по материалам строения лёссово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // *ДАН*, 2012. Т. 445. № 4. С. 464-467.
4. *Веклич М.Ф.* Стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних стран. Киев: Наукова думка, 1968. 238 с.
5. *Лебедева Н.А.* Антропоген Приазовья. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 215. М.: Наука. 1972. 136 с.
6. Разрез новейших отложений северо-восточного Приазовья. Под ред. Академика *К.К. Маркова*. М.: Изд-во Московского ун-та, 1976. 159 с.
7. Субаэральные отложения Северного Приазовья / *Мацуй В.М., Христофорова Т.Ф., Шелкопляс В.Н.* Киев: Наук. думка, 1981. 152 с.
8. *Хохловкина В.А.* Террасы Азовского побережья между Ростовом и Таганрогом // Тр. ГИН АН СССР. вып. 28, геол. серия (№ 8). 1940. С. 71-89.

ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ В УСТЬЕВЫХ СИСТЕМАХ

Коротаев В.Н.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
vlaskor@mail.ru*

Устья рек и речные дельты являются конечным звеном в эрозионно-русловой системе речного бассейна, занимая промежуточное положение между речным бассейном и приемным водоемом, где взаимодействуют и трансформируются речные и морские факторы. Характерной особенностью низового участка реки служит переход от сосредоточенного потока в русле к распределению стока воды и наносов по системе водотоков, самостоятельно впадающих в приемный водоем, и последовательное снижение

вниз по течению транспортирующей способности речного потока. Поэтому река здесь представляет собой *рассеивающую литодинамическую систему*, для которой преобладающими процессами являются аккумуляция наносов и формирование аллювиально-дельтовой равнины [3, 7].

В общем процессе развития устья реки *дельтообразование* занимает особое место, связанное прежде всего с накоплением толщи речных отложений, появлением субаэральных образований (дельты) и гидрографической сети. С гидролого-морфологических позиций к речной дельте относится верхняя надводная часть устьевого конуса реки и гидрографическая сеть, сформированные в результате современных процессов дельтообразования. Геоморфологические представления о речной дельте складываются из понимания её как формы рельефа земной поверхности и геологического тела, сформированного рекой в зоне контакта река-море, а уже затем как системы дельтовых водотоков. С позиций динамической геоморфологии речная дельта имеет четкие геоморфологические границы и определенное стратиграфическое положение среди прибрежных фаций в зоне контакта континентального и шельфового седиментогенеза. В понятие дельты включается район распространения устьевых баров (авандельта), наиболее активная часть дельтового конуса, место интенсивного осадконакопления.

Голоценовые устьевые осадочные и геоморфологические системы, включающие обширные пространства низменных субаэральных аллювиально-дельтовых равнин со сложной гидрографической сетью дельтовых водотоков и мелководные акватории субаквальных авандельт, сформировались на побережьях Мирового океана за последние 7-5 тыс. лет в заключительную фазу послеледниковой трансгрессии океана, наиболее значительным следствием которой явилось затопление прибрежных равнин и проникновение морских вод во все депрессии береговой линии [1].

Изучение устьев многих крупных рек Мира позволило установить, что наиболее распространенным морфогенетическим типом устьевых систем на побережьях океана и окраинных морей являются *дельты выполнения долинных заливов* (эстуариев, риас, лиманов) и *дельты выполнения устьевых лагун* (bay-head deltas). Это следствие как колебаний уровня на позднеголоценовом отрезке послеледниковой трансгрессии, когда уровень мог неоднократно превышать современный на 1-3 м, а также результат того, что большинство речных долин унаследованно закладывалось по депрессионным структурным зонам в течение всего плейстоцена. Вторая группа устьевых систем, связанная с формированием аллювиального устьевого конуса выноса на открытом морском или океаническом побережье, относится к *дельтам выдвижения* (protruding deltas).

В пределах выделенных морфогенетических типов устьевых систем выделяются придельтовый (древний) и дельтовый (современный) участки. Последний подразделяется на собственно дельтовый (субаэральная дельта с общей узловой точкой для водотоков – вершиной дельты) и авандельтовый (субаквальная часть конуса выноса с устьевыми барами, нижняя граница которого расположена в районе свала глубин и в области развития морского барообразования, где происходит смена формирования дельтовых фаций прибрежно-морскими) [4].

Устьевые осадочные и геоморфологические системы, являясь в принципе первым глобальным уровнем лавинной аккумуляции [5], в различных ее частях отличаются своеобразным литодинамическим режимом. Так, в пределах придельтового участка

устьевой системы преобладают процессы переработки массивов консолидированной дельтовой поймы, возраст которой составляет 1,5-4,5 тыс. лет, а также вторичными процессами руслоформирования, типичными для низовий равнинных рек. Здесь происходит постепенное переформирование старых массивов дельтовой поймы, расположенных в зоне действия главных рукавов дельт, концентрирующих основную часть стока воды и наносов. В пределах слабо извилистого русла преобладает направленный процесс размыва вогнутых берегов излучин (по 3-5 м/год) и последовательного наращивания выпуклых берегов. За последние 10-20 лет наметилась устойчивая тенденция к увеличению кривизны и уменьшению ширины меженного русла [2]. Например, в лиманно-дельтовой устьевой системе Амура в условиях мощного водного стока и огромного количества рыхлого материала формируются исключительно подвижные русловые формы, происходит смещение стрежня потока и интенсивный размыв пойменных и террасовых берегов (от 7-10 до 100 м/год). На придельтовом участке от г. Комсомольска-на-Амуре до с. Богородское преобладает аккумуляция наносов в слое от 1 до 10 м. Размывы дна наблюдаются в местах сужения долины и выходов коренных пород. В пределах субазальной дельты преобладает эрозионно-аккумулятивный характер перемещения русловых наносов в неразветвленном русле, причем объемы размыва дна (от 2 до 20 м в слое) превосходят накопления наносов (около 2 м в слое). Устьевая система реки Амура находится в стадии активного накопления наносов на акватории субаквальной части дельты, в Амурском эстуарии [8].

Придельтовый участок р. Енисея протяженностью около 670 км от Курейки до Усть-Порта представлен довольно широким (2-7 км) руслом в коренных берегах, где развиты различные типы врезанных излучин и системы сопряженных русловых разветвлений, разделенных островами (Тальников, Самоедский, Давыдовский, Липатников, Ситковско-Грибановские, Кабацкий, Леонтьевский и Литвиновский). Средние глубины колеблются от 8 до 30 м. Характерной особенностью придельтового участка является развитие весьма специфических ниже-енисейских перекатов, где широкие (до 1-2 км) гряды высотой до 20-30 м над ложем реки пересекают все русло под очень острым углом ($5-15^{\circ}$). Гряды рассечены глубокими бороздинами на отдельные узкие осередки. Здесь, очевидно, преобладает аккумулятивно-транзитный процесс перемещения наносов. Анализ изменения глубин за 1956-1975 гг. по лотиям показал, что на участке от Игарки до Усть-Порта (вершина дельты) преобладают процессы аккумуляции в слое от 5 до 15 м. Для дельтового участка свойственны сложные разветвления с хорошо развитой пойменной многорукавностью. Дельта Енисея, заполнившая вершинную часть Енисейской губы, имеет общую площадь 7,5 тыс. км². Процессы дельтообразования в устьевой области Енисея, проходят по типу выполнения узкого долинного залива. Районы активных современных дельтообразующих процессов приурочены к устьям Дерябинского Енисея и Большого Енисея. Мелководность устьевого взморья обуславливает высокую скорость выдвижения устьевых кос (надводные части 10-30 м/год, подводные – на 60-120 м/год). Скорость прироста площади первичной дельтовой равнины составляла за всю историю ее развития не более 0,5 км²/год и уменьшилась к настоящему времени до 0,02 км²/год. Линейная скорость выдвижения дельты не превосходит 10-30 м/год. В русле магистрального дельтового рукава Бол. Енисей так же преобладают процессы аккумуляции речных наносов в слое до 5м. В русловой бороздине на акватории эстуария Енисея отмечен размыв дна в слое до 10 м [8].

Установлено [4], что морфогенетический тип устьевой системы (дельта заполнения или дельта выдвижения) существенно влияет на особенности проявления русло- и дельтоформирующих процессов и на распределение зон эрозии-аккумуляции. В *многорукавных дельтах выдвижения на открытом взморье* со сложно разветвленной системой дельтовых водотоков (Волга, Лена, Селенга) в пределах голоценовой дельтовой равнины аккумулируется до 70% стока взвешенных наносов [8]. При относительно стабильном уровне приемного водоема в привершинной части таких дельт магистральные водотоки в большинстве случаев аккумулируют (Лена); размыв русла наблюдается в средних и низовых частях рукавов. На придельтовых участках наблюдается либо аккумуляция, либо транзитно-аккумулятивный процесс. В дельтах *заполнения устьевых лагун* в стадии формирования устьевых баров и современных субдельт на открытом взморье (Яна, Индигирка, Дунай) дельтовые рукава выполняют роль транзитных водотоков в перемещении наносов (вынос через устья равен поступлению к истокам) и размываются по всей длине от истока до устья. В дельтах *выполнения долинных заливов* (Обь, Енисей, Таз-Пур, Хатанга, Амур) на придельтовых участках обычно преобладает транзитно-аккумулятивный тип перемещения наносов. В дельтовых районах таких дельт аккумуляция происходит только в пределах перекатных участков, а остальные участки русла размываются. Огромный водный сток (Енисей, Амур), сконцентрированный в одном (Амур) или 2-3 (Енисей) дельтовых рукавах, приводит к транзитному выносу большей части взвешенных наносов за пределы наземной дельты и к последующей их аккумуляции в эстуарии, где формируются так называемые «оторванные устьевые бары» (по терминологии Н.И. Маккавеева).

Районирование низовьев равнинных рек на зоны эрозии и аккумуляции не всегда реализуется в той строгой последовательности, о которой говорил Н.И. Маккавеев [6]. Не вызывает сомнения *нижняя зона аккумуляции*, приуроченная к авандельтовым участкам дельтовых райнов (субаквальная часть речной дельты), где в настоящее время осуществляется процесс дельтообразования и формируются устьевые бары и субдельты. *Верхняя зона аккумуляции*, совпадающая с придельтовыми участками рек, также характерна для большинства низовий равнинных рек. Правда в некоторых случаях (огромный сток воды, влияние водохранилищ) аккумуляция в русле сменяется на транзитно-аккумулятивный характер перемещения наносов. *Средняя зона размыва*, занимающая по Н.И. Маккавееву территорию субаэральной (наземной) дельты, не всегда присутствует в явном виде, хотя для большинства рек, находящихся в естественном режиме развития, наблюдается размыв в руслах развивающихся дельтовых рукавов. Характер процессов эрозии-аккумуляции в русле здесь во многом зависит от морфогенетического типа устьевой системы. На поверхности дельтовой поймы преобладают процессы аккумуляции взвешенных наносов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта НШ-1010.2014.5.

Литература

1. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1999. 299 с.
2. Коротаев В.Н. Руслловые деформации в дельтовых рукавах // Гидрофизические процессы в реках и водохранилищах. М.: Наука, 1985. С.195-200.

3. *Кортаев В.Н.* Геоморфология речных дельт. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1991. 224 с.
4. *Кортаев В.Н.* Очерки по геоморфологии устьевых и береговых систем. М.: Географич. ф-т МГУ, 2012. 540 с.
5. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация в морях и океанах // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 6.
6. *Маккавеев Н.И.* Особенности формирования русла в низовьях равнинных рек // Проблемы физической географии. 1951. Т. XVI. С. 49-78.
7. *Михайлов В.Н.* Гидрологические процессы в устьях рек. М.: ГЕОС, 1997. 197 с.
8. Эстуарно-дельтовые системы России и Китая: гидролого-морфологические процессы, геоморфология и прогноз развития. М.: ГЕОС, 2007. 445 с.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ОСТРОВОВ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ

Косевич Н.И.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
nkosevich@gmail.com*

Моря Арктического бассейна отличаются разнообразием природных процессов и сложной геологической историей, чем давно вызывают интерес у геоморфологов и геологов, не стало исключением и Белое море. Среди множества уникальных геолого-геоморфологических объектов в акватории Белого моря располагается большое количество островной суши, на примере которой можно изучать результаты взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов рельефообразования [1,2,3,4]. Исходя из этого, изучение островной суши является приоритетным направлением в морской (островной) геоморфологии. Но к настоящему моменту изучению рельефа островов уделялось мало внимания, а также отсутствует геоморфологическая типизация островов данного региона.

В качестве ключевого участка исследования был выбран Кандалакшский залив Белого моря, характеризующийся большим количеством островов (около 200), разнообразных по размеру, форме, строению субаэрального и берегового рельефа и набору рельефообразующих процессов. В ходе семилетних экспедиций (2007-2013 гг.) были собраны материалы по строению рельефа островов и современных геоморфологических процессов: а) острова архипелагов Северный и Лувеньгский в кутовой части Кандалакшского залива; б) острова Кузакоцкого архипелага, располагающиеся рядом с Беломорской Биологической станцией МГУ им. М.В. Ломоносова (ББС МГУ); в) острова Керетского архипелага в мористой части губы Чула.

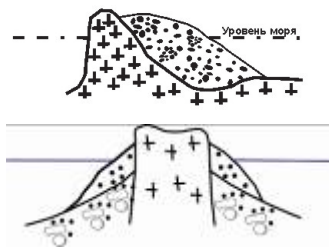
В рамках нашего исследования проанализированы материалы по геолого-геоморфологическому строению обследованных островов, их морфологических свойств и литературные данные по истории развития рельефа островов. Для всех исследованных островов характерна вытянутость архипелагов вдоль материковой береговой линии, а для двух из четырех архипелагов характерно наличие в плане двух или трех параллельных

цепочек (гряд). Рельеф обследованных островов представлен: 1) формами, созданными совокупным действием ледниково-тектонических и морских волновых процессов; 2) формами, созданными приливно-отливными и стгонно-нагонными процессами; 3) формами, созданными совокупным действием ледниково-тектонических, морских и гравитационных процессов и 4) формами, созданными совокупным действием ледниково-тектонических, морских, озёрных и биогенных процессов.

В результате комплексного анализа распределения форм рельефа на островах, морфометрических характеристик островов и данных по истории развития данного региона была проведена типизация обследованных островов по морфологии, происхождению и эволюции рельефа в четвертичное время (табл. 1). По морфометрическим показателям исследованные острова подразделяются на три группы: малые (площадью до 1 га), средние (площадью до 100 га) и крупные (площадью свыше 100 га). Малые острова выделены трех подтипов: морские аккумулятивные, тектоно-ледниково-аккумулятивные с морской переработкой и тектоно-ледниково-денудационные с морской переработкой. Острова среднего размера подразделяются на тектоно-ледниково-аккумулятивные с морской переработкой и тектоно-ледниково-аккумулятивно-денудационные с морской переработкой.

Таблица 1. Типы островов Кандалакшского залива Белого моря

Малые острова (площадью до 1 га)		Примеры
Морские аккумулятивные		<i>Лувеньгский архипелаг:</i> Натальина луда, Анисимовская луда, луда Баржа, луда Влада, луда Высочка, луда Красотка, луда Краюшка, луда Морянка, луда Травяная, луда Травяная Литоральная; <i>Северный архипелаг:</i> Луда Песчанка; <i>Кузакоцкий архипелаг:</i> не представлены; <i>Керетский архипелаг:</i> не представлены
Тектоно-ледниково-аккумулятивные с морской переработкой		<i>Лувеньгский архипелаг:</i> о. Долгая Корга, о. Короткая Корга, о. Высокий, о-ва Утенок Восточный, Западный и Северный; <i>Северный архипелаг:</i> Луда Поперечная 1, луда Поперечная 2; <i>Кузакоцкий архипелаг:</i> не представлены; <i>Керетский архипелаг:</i> не представлены
Тектоно-ледниково-денудационные с морской переработкой		<i>Лувеньгский архипелаг:</i> не представлены; <i>Северный архипелаг:</i> Луда/баклыш Корабль, Луда Поперечная 3; <i>Кузакоцкий архипелаг:</i> не представлены; <i>Керетский архипелаг:</i> не представлены
Средние острова (площадью до 100 га)		
Тектоно-ледниково-аккумулятивные с морской переработкой		<i>Лувеньгский архипелаг:</i> о. Кожаниха, о-ва Малый и Большой Блинец, о. Редкий, о. Анисимовский Бережной, о. Анисимовский Голомянный, о. Семеновец, о. Каменный, о. Горелый, о. Круглый Власов; <i>Северный архипелаг:</i> Луда Воронка; <i>Кузакоцкий архипелаг:</i> не представлены; <i>Керетский архипелаг:</i> не представлены

Средние острова (площадью до 100 га)	
Тектоно-ледниково-аккумулятивно-денудационные с морской переработкой	 <p><i>Лувеньгский архипелаг:</i> о. Голомянный Власов, о. Бережной Власов, о. Большой Куртяжный, о. Малый Куртяжный; <i>Северный архипелаг:</i> О-ва Вороний, Лодейный, Большой и Малый Ломнишные, Большая и Малая Демениха, Гульмаха, Куричек, луда Девичья; <i>Кузакоцкий архипелаг:</i> о. Кокоиха, о-ва Белые, о. Лушков, о. Покормежный, о. Медвежий, о. Кожамейкин, о. Еловый; <i>Керетский архипелаг:</i> о. Черемшиха</p>

А острова крупного размера выделены только одного типа - тектоно-ледниково-аккумулятивно-денудационные с морской переработкой. Формирование островов как обособленных территорий началось в конце плейстоцена – начале голоцена. Рассмотренные критерии были заложены при составлении карт распространения островов того или иного типа.

Лувеньгский архипелаг: к малым морским аккумулятивным островам относятся 10 исследованных островов, к малым тектоно-ледниково-аккумулятивным с морской переработкой – 6 исследованных островов, малые острова тектоно-ледниково-аккумулятивно-денудационного типа не выявлены. К средним островам тектоно-ледниково-аккумулятивного типа с морской переработкой отнесены 10 исследованных островов и среди островов тектоно-ледниково-аккумулятивно-денудационного типа с морской переработкой – 4 острова.

Архипелаг Северный: из 16 исследованных островов 9 относятся к островам среднего размера тектоно-ледниково-аккумулятивно-денудационным с морской переработкой. Остальные 7 островов равномерно распределены по всем остальным типам.

Острова Кузакоцкого и Керетского архипелага представлены двумя типами: средние и крупные тектоно-ледниково-аккумулятивно-денудационные с морской переработкой. При этом в первом архипелаге преобладают острова среднего размера, а во втором – крупного.

Типизация островов позволила провести пространственное распределение того или иного типа островов и выявила, что, по мере движения с СЗ на ЮВ в акватории исследуемого залива, начинают преобладать острова тектоно-ледниково-аккумулятивно-денудационные с морской переработкой.

Таким образом, в результате нашего исследования были получены сведения о рельефе островов Кандалакшского залива, на основе которых проведена геоморфологическая типизация островной суши и дана оценка распределения островов по типам в пределах Кандалакшского залива Белого моря.

Литература

1. Булочникова А.С., Романенко Ф.А. Особенности рельефа малых островов Арктических и Дальневосточных морей. Природа шельфов и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 10, М.: ГЕОС, 2010. С. 25-30.
2. Лымарев В.И. Основы острововедения: Монография/Под ред. Б. В. Ермолина. – Архангельск: Поморский государственный университете, 2002. – 192 с.

3. Морская геоморфология. Терминологический справочник. М.: Мысль, 1980. 280 с.
4. Морская навигационно-географическая терминология. М.: Гидрографическое управление ВМС, 1954, 64 с.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ТУВИНСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 2011-2012 ГГ. РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ларьков А.С., Овсяченко А.Н.

Институт физики Земли РАН, las119@yandex.ru

Землетрясения произошли зимой 2011-2012 гг. на хр. Академика Обручева. По данным ГС РАН (<http://www.ceme.gsras.ru>) первое сильное событие, произошедшее 27 декабря 2011 г. имело $M_s=6.7$ ($M_w=6.6$ по данным NEIC). Расчётная интенсивность в эпицентре составила $I_0=8$ баллов. Второе, неожиданно для всех случившееся 26 февраля 2012 г., имело $M_s=6.8$ ($M_w=6.7$ по данным NEIC). Расчётная интенсивность в эпицентре - $I_0=9$ баллов. Глубины гипоцентров обоих событий по этим же данным составили 10 км. Разброс в первоначальном определении координат эпицентров землетрясений оказался очень велик, соответственно, представления о положении очагов имели лишь самый общий характер.

Подвижка при первом сильном толчке имела преимущественно сдвиговую кинематику; при втором – преимущественно взбросовую с компонентой сдвига. При северо-западном простираии действующей плоскости смещений горизонтальный сдвиг был правосторонним; при северо-восточной ориентировке – левосторонним.

Район землетрясений были сначала предварительно изучен сотрудниками ИФЗ РАН в начале апреля 2012 г. Тогда же был проведен аэровизуальный осмотр эпицентральной зоны с вертолётa. Затем, в августе-октябре 2012 г., были выполнены более детальные исследования. Они были продолжены в июне и августе-ноябре 2013 г.

Исследования проводились по трем направлениям: 1 – макросейсмическое изучение следов сотрясений в ближней зоне; 2 – детальное сеймотектоническое картирование первичных сейсморазрывов, отражающих выход очага на поверхность; 3 – палеосейсмогеологическое изучение структуры, породившей толчки 2011-2012 гг.

Землетрясения произошли в зоне Каа-Хемского глубинного разлома, относимого к крупнейшим концентраторам современных тектонических напряжений Алтае-Саянского сейсмоактивного региона. Очаги землетрясений вышли на поверхность в виде сейсморазрывов. Взаимоотношения сейсморазрывов между собой позволяют заключить, что в рассматриваемом районе активные разломы разного простираия пересекаются в виде дизъюнктивного узла.

Отличительная особенность изученных сейсморазрывов – несоответствие длины и магнитуды породивших их землетрясений. Небольшая длина разрыва является отличительной чертой землетрясений в условиях сжатия. В отличие от сбросов и сдвигов, взбросо-надвигов не имеют протяженных флангов с небольшими смещениями; напротив, подвижка резко уменьшается и разрывы быстро сходят на нет [4]. Другой особенностью

взбросо-надвиговых сейсморазрывов является рассредоточение смещения в виде обширного растрескивания и пологого коробления земной поверхности, образования флексур и приразломных антиклинальных валов. Все эти особенности продемонстрировал сейсморазрыв второго, февральского землетрясения. Сейсморазрыв первого землетрясения продемонстрировал типичные черты сдвигового разрыва.

Интересной особенностью обоих очагов являются повсеместные следы предыдущих, относительно недавних двух-трёх землетрясений подобной силы. Относительный возраст предыдущего события, предварительно восстанавливаемый по возрасту разорванных древесных стволов и лишайников на обвалах, - примерно 200-300 лет.

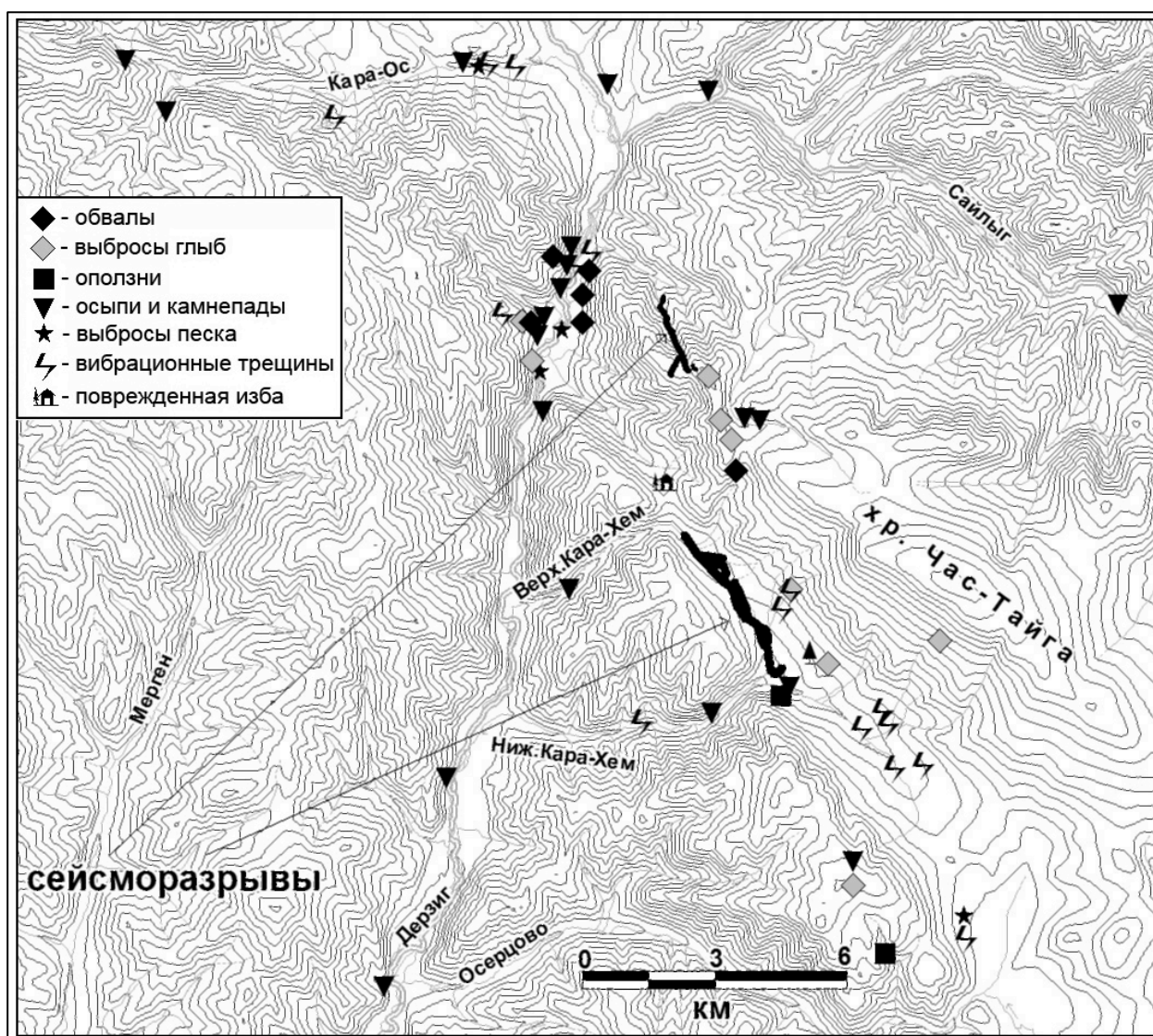


Рис. 1. Карта сейсмодислокаций Тувинских землетрясений.

Вдоль зоны Каа-Хемского разлома выявлены и другие сегменты, демонстрирующие следы древних (возрастом в сотни-тысячи лет) сеймотектонических смещений, неоднократно повторявшихся по одним и тем же индивидуальным разрывам. Разрывы имеют преимущественно правосдвиговую или взбросовую кинематику смещений. Величины одноактных подвижек достигают 2,5 м, а длины сегментов превышают 10 км, достигая 40 км. Это говорит о том, что здесь происходили и

произойдут в будущем более мощные землетрясения, магнитуда которых превышала $M=7.0$. Проведенное детальное изучение древних сейсморазрывов после завершения абсолютного датирования следов древних подвижек позволит выяснить динамические связи между сейсмогенерирующими сегментами Каа-Хемской разломной зоны, их долговременный сейсмический режим, стадии сейсмического цикла и её вклад в современные тектонические процессы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 14-05-00091-а, 11-05-00205-а и 11-05-92202-Монг_а) и проекта № 29 Федеральной целевой программы «Снижение рисков и смягчение последствий чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в Российской Федерации до 2015 года».

Литература

1. *Аржанников С.Г.* Сеймотектоника Восточно-Тувинского нагорья. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, ИЗК СО РАН, 1998. 16 с.
2. *Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В. и др.* Тувинские землетрясения 27.12.2011 г. с $M=6.6$ и 26.02.2012 г. с $M=6.7$. // Землетрясения России в 2011 году. Обнинск: ГС РАН, 2013. с. 88-93.
3. *Никонов А.А.* Терминология и классификация сейсмогенных нарушений рельефа // Геоморфология. 1995. № 1. с. 4-10.
4. Палеосейсмология. В 2-х томах. / Ред. Дж.П. Мак-Калпин. М.: Научный Мир, 2011.
5. *Рогожин Е.А.* О проекте новой макросейсмической шкалы ЕЕЕ // Землетрясения Северной Евразии в 2003 г. Обнинск: ГС РАН, 2009. с. 396-402.
6. *Рогожин Е.А.* Очерки региональной сеймотектоники. М.: ИФЗ РАН, 2012. 340 с.
7. *Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Ларьков А.С., Новиков С.С.* Тектоническая позиция и предварительные данные о геологических проявлениях Тувинских землетрясений 2011-2012 гг. // Вопр. инженерн. сейсмологии. 2012. Т.39, № 2 с. 69-78.
8. *Трифонов В.Г., Кожурин А.И., Лукина Н.В.* Изучение и картирование активных разломов // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН. 1993, Вып. 1. с. 196-206.
9. *Tatevossian R.E., Rogozhin E.A., Arefiev S.S., Ovsyuchenko A.N.* Earthquake intensity assessment based on environmental effects: principles and case studies // Geological Society, London, Special Publications. 2009. Vol. 316. P. 73-91.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АНТАРКТИКИ В САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКОМ ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ

Ласточкин А.Н., Жиров А.И., Болтрамович С.Ф.

Санкт-Петербургский государственный университет, geomorphSPbGU@yandex.ru

К началу XXI века огромный объем радиолокационного профилирования, проводимого зарубежными и российскими (начиная с 1963 г.) специалистами, обобщение

материала в рамках Международного проекта BEDMAP и использование мощного понятийно-методического аппарата общей геоморфологии позволили осуществить более детальные работы и выявить многие особенности не только подледно-подводного и дневного рельефа Антарктики, но и создавших его эндогенных и экзогенных процессов. Многие региональные, теоретические и методические результаты этих изысканий, проводимых уже почти 20 лет на кафедре геоморфологии Санкт-Петербургского государственного университета под руководством профессора Александра Николаевича Ласточкина, изложены не только в его монографии «Субгляциальная геоморфология» (в двух томах, 2006, 2007) [2, 3], но и в Геоморфологическом Атласе Антарктики - его первой, значительно более подробной, русскоязычной версии (2011 г.) [1] и международном англоязычном, несколько сокращенном, варианте (2013) [4]. Особенности содержания, структуры и значительный объем текста оказались необходимыми для отражения не только обширного регионального материала, но и принципиально нового системно-методического подхода к картографированию подледно-подводного рельефа и морфодинамического принципа его истолкования по отношению к гео-, лито- и гляциодинамическим процессам. Наряду с преодолением целого ряда сложностей и необходимостью создания практически новой дисциплины «субгляциальной геоморфологии», авторы воспользовались своими существенными преимуществами и возможностями использования обширного опыта разработанной в России детальной методики изучения рельефообразующих процессов и рельефа ее суши и шельфа («субаэральной и субаквальной геоморфологии»).

В результате была использована современная методика общей геоморфологии, которая во многом заимствовала достижение наиболее развитых наук:

- а) мерономическое (а не таксономическое) деление земной поверхности на картировочные единицы разной сложности - элементы, формы, районы;
- б) выявление естественной делимости разреза ледникового покрова, составляющих его поверхностей и страт на общих геоморфологических картах;
- в) изучение строения поверхностей путем их упрощения до решеток с геодинамической интерпретацией рисунков последних;
- г) анализ векторных полей с разделением их на соизмеримые по площади ледоразделы и ледосборы с фиксацией фронтального и линейного стока льда по дневной поверхности.

Наряду с этим были определены, систематизированы и зафиксированы на разномасштабных специальных картах.

- а) морфоструктуры разного знака и генезиса;
- б) шельфовые, ледосборные ледники и ледораздельные пространства,
- в) основные элементы доледниковой флювиальной морфоскульптуры.

Установлена их связь с местоположениями точечной доставки терригенного материала к бровке шельфа, подводным каньонам на континентальном уступе к конусам выноса на континентальном подножии. Дана характеристика рельефа береговой зоны.

Практически все названные картировочные единицы выделены, идентифицированы впервые, так же как впервые составлены содержащие их карты.

В Атласе изложены результаты геоморфологических исследований подледно-подводного рельефа Антарктики в разных масштабах и разных районов. Выбор масштаба определялся изученностью гипсобатиметрического положения подледно-подводной

поверхности территории Антарктики в целом. Выбор ключевых районов – как своеобразных полигонов изучения Антарктиды – обусловлен рядом причин: 1) качество и детальность исходного геофизического материала, 2) возможность и актуальность изучения геоморфологических объектов и процессов, 3) решение методических и прикладных проблем субгляциальной геоморфологии, гляциологии и геологии.

Обзорное картографирование и изучение рельефа подлёдно-подводной поверхности всего Антарктического континента в масштабе 1: 10 000 000 было осуществлено на гипсобатиметрической основе BEDMAP. Геоморфологические исследования на этом уровне связаны с необходимостью выявления: 1) основных особенностей строения подлёдно-подводного рельефа, 2) крупнейших элементов подлёдно-подводной поверхности, 3) орографических форм, 4) геоморфологических районов, 5) морфотектонического плана и геодинамических процессов, 6) взаимных отношений рельефа подлёдно-подводной и дневной поверхностей, 7) строения ледникового покрова в плане и в разрезе.

Картографирование рельефа региона грабена Ламберта с его горным обрамлением и примыкающего шельфа и континентального склона осуществлено на гипсобатиметрической основе грида масштаба 1:1 000 000. Эти материалы позволяют решать даже частные вопросы изучения подлёдно-подводного рельефа.

Западный район Земли Принцессы Елизаветы выбран для: а) решения методических задач мелкомасштабного геоморфологического картографирования и б) исследований путём непосредственной (геоморфологической) корреляции радиолокационного профилирования, минуя создание общей гипсобатиметрической карты на основе грида. Карты этого района выполнены в масштабе 1: 500 000. Детальность выделения элементов подлёдно-подводной поверхности на профилях определяется шагом их оцифровки (сотни метров), а на площади в целом – межпрофильными расстояниями. Район выделен по фактическому отражению на профилях подлёдно-подводной поверхности, что позволило составить более качественные геоморфологическую и гипсобатиметрическую карты, а также количественно оценить элементы залегания рельефообразующих пород.

С такой же детальностью проведены работы в восточном районе Земли Принцессы Елизаветы. Работы были выполнены с целью апробации технологии комплекса геоморфологического картографирования и исследований.

Большое внимание в Атласе уделено изучению рельефа впадины озера Восток, происхождением и развитием которого интересуются сегодня учёные разных стран и разных специальностей. Детальный материал по этому району получен Полярной морской геологоразведочной экспедицией в результате проведения наземного радиолокационного профилирования (с шагом 6 м) в узкой прибрежной зоне озера и профилирования менее детального, но осуществлённого на гораздо большей территории американскими исследователями. Эти данные позволили отразить особенности рельефа впадины на разномасштабных материалах.

Интересна прибрежная зона континента с выходами на дневную поверхность коренного ложа ледникового покрова. Эта территория зафиксирована на топографических картах, наземных, аэрофото- и фотокосмических материалах. Анализ имеющихся данных позволил экстраполировать выявленные особенности и факторы рельефообразования на невидимую подлёдную поверхность.

Особое внимание в Атласе уделено равнинам и горным образованиям Восточной Антарктиды, которая граничит с меньшей по площади Западной Антарктидой по восточному склону Трансантарктических гор, горам Пенсакола и восточному берегу моря Уэдделла. Эта граница разделяет континент на две части, фундаментально различающиеся в геологическом, геоморфологическом и гляциологическом отношениях.

Атлас является первым в мире специализированным геоморфологическим изданием подобного рода, посвященным рельефу столь огромного и мало изученного пока региона, как Антарктика. На «Геоморфологический Атлас Антарктики» уже написан целый ряд отзывов в отечественной и зарубежной печати (председателя Геоморфологической комиссии РАН В. П. Чичагова в журнале «Геоморфология» №1, 2013; prof. Francesco Dramis «Book reviews – recensioni», 2013), получены благодарственные письма от Библиотеки Конгресса США, картографического отдела Национальной библиотеки РФ и целого ряда других академических институтов и учреждений. Результаты исследований, отраженные в Атласе, докладывались на Совещании по геоморфологическому картографированию в Салерно (Италия, октябрь, 2012), Конгрессе Международной ассоциации геоморфологов в Париже (август, 2013), Съезде Европейского союза географов в Вене (апрель, 2014) и были очень позитивно встречены научной общественностью. Предисловие к международному выпуску Атласа было написано Председателем Международной ассоциации картографов Георгом Гартнером (Австрия), известным немецким морским геологом Йорном Тиде (ФРГ), ректором СПбГУ Н. М. Кропачевым и главным редактором Атласа, почётным профессором СПбГУ А. Н. Ласточкиным. Выпуск международного англоязычного варианта Атласа потребовал не меньших усилий, и в его успехе большая заслуга принадлежит коллективу кафедры геоморфологии СПбГУ (С. Ф. Болтрамович и др.), а также рабочей группе картографов во главе с Ю. М. Артемьевым.

Хотелось бы отметить, что создание данного Атласа является также заслугой многих других людей, внесших свой вклад в дело исследования Антарктики, обработки полученных материалов, оформления их в виде достойного российской науки картографического результата. Особенно хотелось бы отметить участие Полярной Морской Геологоразведочной Экспедиции (ФГУНПП «ПМГРЭ»), Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ФГБУ "АНИИ"), ЗАО «Карта». По итогам 2014 года Атлас был награжден премией первой степени за научные труды Санкт-Петербургского государственного университета.

К сожалению, сложности последних лет не позволяют пока говорить о продолжении данных исследований в другом полярном регионе – Арктике. Геоморфологический Атлас Антарктики должен был стать лишь первым томом более крупного произведения – Геоморфологического атласа полярных стран в двух томах. Хочется надеяться, что данная задумка все-таки будет реализована в ближайшее время, пока для этого существуют объективные предпосылки в виде возросшего интереса к изучению и освоению Российской Арктики и имеющегося у коллектива авторов опыта проведения подобных работ.

Литература

1. Геоморфологический Атлас Антарктики / А. Н. Ласточкин (гл. ред.), А. И. Жиров (зам. гл. ред.), Ю. А. Артемьев (отв. ред.) и др. СПб., 2011, СПбГУ, «Карта», 256 с.

2. Ласточкин А. Н. Субгляциальная геоморфология. Ласточкин А. Н. Субгляциальная геоморфология Антарктики: теория, методика и результаты Том I. Общие геоморфологические исследования. СПб., Изд-во СПбГУ, 2006. 202 с.
3. Ласточкин А. Н. Субгляциальная геоморфология Антарктики: теория, методика и результаты Том II Специальные геоморфологические исследования. СПб., Изд-во СПбГУ, 2007. 244 с.
4. The Antarctic. Geomorphologic Atlas. International issue. / A. N. Lastochkin (chief editor), A. I. Zhironov (deputy chief editor), Y. M. Artemyev (managing editor) et al. SPb.: SPbSU, JSC "Karta", 2013. 166 pp.

**ВЗАИМОСВЯЗЬ СТРУКТУРЫ ТАЕЖНЫХ ЛАНДШАФТОВ, РЕЛЬЕФА,
ГРАНИЦ ОЛЕДЕНЕНИЙ И ЭЛЕМЕНТОВ НОВЕЙШЕЙ И СОВРЕМЕННОЙ
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В БАССЕЙНЕ ШИРОТНОГО ОТРЕЗКА
Р. ОБЬ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)**

Левина Н.Б.¹, Сорокина Е.П.¹, Тюрин В.Н.²

¹ФГУНПП «Аэрогеология», Москва, levinanb@yandex.ru

²ООО "Гиперборея", Сургутский госуниверситет, Сургут, tyurin_vn@mail.ru

Геолого-геоморфологические особенности территории играют важную роль в формировании географических зон и ландшафтов [3]. Данное обстоятельство требует заострения внимания на соотношении зональных границ и компонентов литосферы.

Авторами доклада проведено сопоставление элементов новейшего структурного плана и почвенно-растительного покрова в секторе широтного отрезка Оби с положением конечно-моренных поясов оледенений. В работе использованы топографические материалы, космические снимки, результаты геолого-съёмочных работ ФГУНПП «Аэрогеология», публикации последних лет [4, 5, 8, 9, 13, 15 и др.]. Непосредственно выделение линеаментов и рубежей, обусловленных оледенениями, проводилось по космосъёмке Landsat и топокартам.

На сегодняшний день сохраняется дискуссия о характере оледенений в Западной Сибири. Неоднозначно трактуются границы природных зон [1,12]. В данном докладе отработана версия о многократном покровном оледенении, которой придерживается ряд геологов, и выводы которых подтверждаются, в том числе, комплексом исследований ФГУНПП «Аэрогеология». На рисунке 1 приведены фрагменты границ оледенений, подтвержденных характером флювиогляциально-ледникового рельефа и взаимоотношением его с террасовым комплексом подпрудных бассейнов. Ряд исследователей формирование рельефа на большей части Западной Сибири связывали преимущественно с самаровским оледенением, по границам которого у геологов нет принципиальных расхождений. В последнее время, однако, появились сведения о возможности распространения ледникового покрова южнее ранее предполагаемого – вплоть до р. Демьянка (59° с.ш.) [5, 10].

Весьма неоднозначным сохраняется мнение о сартанском оледенении. Многие геологи отрицают возможность сплошного распространения ледников сартанского

времени [2 и др.]. Вместе с тем данные последних лет [4,8] отражают присутствие сартанского ледника вплоть до Сибирских Увалов.

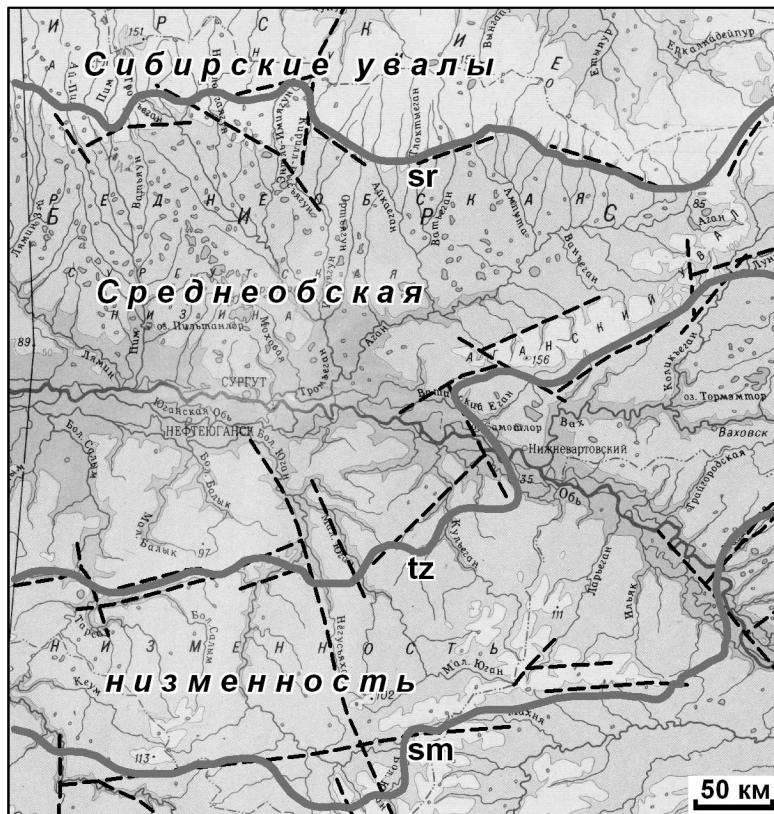
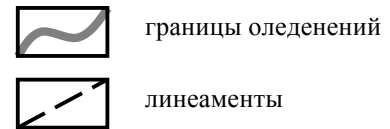


Рис. 1. Предполагаемые границы оледенений: самаровского (sm), тазовского (tz), сартанского (sr).



Тазовские конечные морены отчетливо прослеживаются в рельефе только на Аганском Увале. На рисунке приведена предполагаемая Н.Б. Левиной граница тазовского оледенения по расположению на левобережье Оби в бассейнах Бол. Салыма, Бол. Югана и Мал. Югана холмисто-грядового рельефа, выделенного по космосъемке Landsat и топокартам М 1:200000 [9]. Попытка найти следы тазовского конечно-моренного рельефа южнее сартанского (Сибирские Увалы) и севернее самаровского (59° с.ш.) поясов конечных морен объяснялась тем, что восточнее устья Иртыша продолжение границы распространения тазовской морены на левобережье Оби (халапантской по разрезам Белогорского материка) предполагалась большинством исследователей по Сибирским Увалам [15], т. е. на правобережье. Прослеживание ледникового рельефа на левобережье Оби в бассейне Бол. Югана (Среднеобская впадина) затруднено, так как эта территория с низкими абсолютными высотами была залита озерными водами во время максимума позднеледниковой трансгрессии Мансийского озера [4,6]. Маломощные сартанские озерно-ледниковые отложения в основном перекрывают более древние образования, в том числе тазовскую морену (ряд исследователей называют их субэаральными, полигенетическими, золовыми).

В регионе нередко наблюдается совпадение контуров ландшафтных и геолого-геоморфологических единиц. Зональность, обусловленная климатическими особенностями, достаточно четко проявляется через наличие геологических структур. В публикациях упоминается связь положения отдельных компонентов географической оболочки Земли с блоковой структурой земной коры, в том числе при сопоставлении границ блоков с природными зонами [11]. Границы неотектонических структур обычно

совпадают с деформациями, которые маркируются линейными элементами рельефа и ландшафта. Линеаменты дешифрируются по спрямленным участкам: русел рек, уступов и тыловых швов пойм и надпойменных террас, коренных склонов долин, ложбин стока, границ озерно-болотных ландшафтов и пр. На рисунке приведены отдешифрированные линеаменты и их зоны, в плане приуроченные к границам оледенений. Повышенная концентрация проявлений новейшей и современной тектонической активности в пределах пограничных областей оледенений связана, вероятно, с приуроченностью нарушений к границам структур (блоков) – ослабленным зонам возможно со сдвиговыми деформациями при сжатии. Считается, что южнее северной границы Сибирских Увалов ориентировка сжатия субмеридиональная, при которой преобладают широтные и субширотные тектонические нарушения. Они маркируют южную границу новообразованной широтной положительной структуры Сибирских Увалов. В зонах унаследованных разломов активизируются и компенсационные дифференцированные вертикальные движения, связанные с исчезновением ледниковой нагрузки и гляциоизостатического прогиба. Области дробления ледника в процессе его дегляциации нередко приурочены к зонам активизированных разломов, где образуются нагромождения конечных морен.

Указанные на рисунке границы оледенений отражают возможность связать их с зональными природными особенностями региона. В течение голоцена в бассейне Оби отмечены заметные колебания климата и неоднократная перестройка морфоструктурного плана, но унаследованность геологических структур, обуславливающих геоморфологические и зональные переходы, в общих чертах сохраняется. Главная черта современного этапа преобразования рельефа – интенсивное заболачивание междуречий, что затрудняет дальнейшие выводы при сопоставлении природных рубежей. В позднем голоцене при похолодании климата произошло смещение природных зон к югу. В настоящее время территория входит в состав болотно-таежной области Западно-Сибирской равнины, подразделяемой на провинции, соответствующие северо-таежной, среднетаежной и южно-таежной подзонам [1].

Подзона северной тайги занимает территорию Сибирских Увалов. Сибирские увалы, являющиеся пределом распространения сартанского ледника [4 и др.], служат естественной границей перехода от среднетаежной к северотаежной подзоне. Здесь обнаруживается доминирование типичных для северной тайги редкостойных лиственничных лесов. Для подзоны характерно наличие в покрове северных кустарничков и значительная роль лишайников в наземном покрове темнохвойных лесов. Также Сибирские увалы отражают переход к преобладанию мерзлых бугристых болот над типичными в Сургутской низине и более южных районах тальми болотами [14]. Таким образом, граница сартанского оледенения по южным рубежам Сибирских увалов в общих чертах соответствует южной границе северной тайги.

Подзона средней тайги простирается от Сибирских Увалов на юг до долины Демьянки (правого притока Иртыша), охватывая большую часть Среднеобской низменности. Эта обширная территория характеризуется неоднородным составом почвообразующих пород, однако растительность плакоров, для которой характерно преобладание елово-кедровых зеленомошных лесов, указывает на однотипность зональных признаков. При этом следует отметить, что складывающиеся экологические условия способствуют широкому распространению незональной растительности. Так

обширная Сургутская низина между Сибирскими увалами и поймой Оби, представляющая собой заболоченную поверхность, покрыта преимущественно комплексными грядово-мочажинными и грядово-озерковыми болотами на торфяных верховых почвах, вдоль рек простираются ленточные сосновые леса на песчаных подзолах [7]. Зональные признаки хорошо проявляются на Аганском Увале – почвообразующим субстратом является тазовская морена с преимущественно суглинистыми отложениями, на которой произрастают плакорные елово-кедровые леса на таежно-глеевых почвах. В южной половине Среднеобской низменности почвенно-растительный покров меняется из-за смены механического состава почвообразующих пород и изменения климатических условий – здесь характерно преобладание мелколиственно-елово-кедровых с пихтой лесов на глееподзолистых почвах, однако облик плакорных лесов и болот сохраняется. Переход к южной тайге в целом совпадает с границей самаровского оледенения.

Подзона южной тайги располагается в бассейне Демьянки – за пределами ледниковых покровов. Здесь на плакорах преобладают еловые и пихтовые с примесью березы леса с травяным напочвенным покровом на глееватых дерново-подзолистых почвах. Облик олиготрофных болот в целом сохраняется.

В качестве выводов можно предполагать, что границы и области распространения покровных оледенений, как элемента истории геологического развития, на большом протяжении совпадают с рубежами природных зон.

Литература

1. Атлас Тюменской области. Вып. 1. М. – Тюмень, 1971
2. *Величко А.А., Фаустова М.А.* Реконструкции последнего позднеплейстоценового оледенения северного полушария (18-20 тыс. лет назад). Докл. АН СССР, 1989. Том 309. №6. С. 1465-1468.
3. *Волков И.А.* Геолого-геоморфологическая основа ландшафтов центральной части Западной Сибири (на основе использования дистанционных методов исследования) // Дистанционные исследования ландшафтов / Отв. ред. А.Л. Яншин, В.А. Соловьев. Новосибирск: Наука, 1987. С. 64-96.
4. *Волков И.А.* Пределы распространения сартанского ледника в Западной Сибири. Геология и геофизика. 1997. №6. С. 1049-1054.
5. *Волков И.А.* Некоторые особенности самаровского оледенения Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартера. М-лы VI Всеросс. совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2009. С. 114-116.
6. *Казьмин С.П.* Роль рельефа и четвертичных отложений в формировании ландшафтов правобережной части Сургутского района // Геоморфология. 2012. № 2. С. 59-65.
7. *Караваева Н.А.* Почвы тайги Западной Сибири. М., Наука. 1973.
8. *Лавров А.С., Потапенко Л.М.* Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). М. 2012. С. 167-168.
9. *Левина Н.Б., Тюрин В.Н., Костюк Д.Н.* Геолого-геоморфологическая основа ландшафтов области среднечетвертичных ледниковых покровов в бассейне Бол. Югана и Бол. Салыма (Обь-Иртышское междуречье) // Фундаментальные проблемы квартера. Ростов-на-Дону. Изд-во ЮНЦ РАН. 2013. С. 365-367.

10. *Лещинский С.В., Ахтерьякова А.В., Лунева Д.Е., Резвый А.С., Бурова Н.Д.* Условия и время формирования надпойменных террас р. Демьянка (центр Западной Сибири) // *Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований.* Новосибирск: СО РАН. Матер. VI Всерос. совещ. по изуч. четвертичного периода. 2009. С. 362-365.
11. *Ранцман Е.А., Гласко М.П.* Морфоструктурные узлы – места экстремальных природных явлений. М.: Медиа-Пресс. 2004. С. 68-69; 94-102.
12. *Растительность Западно-Сибирской равнины.* Карта М 1:1500000 // Ред. И.С. Ильина. Авт.: Ильина И. С., Лапшина Е. И., Махно В. Д., Романова Е. А. М.: ГУГК, 1976. 4 л.
13. *Сорокина Е.П., Батрак И.Е., Дмитриева Н.К., Тюрин В.Н.* Характеристика геохимического фона природной среды при геоэкологических исследованиях в Сургутском районе // *Биологические ресурсы и природопользование.* Сургут. 2006. Вып. 9.
14. *Типологическая карта болот Западно-Сибирской равнины.* 1:2500000. М.: ГУГК, 1977.
15. *Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей северного полушария.* Новосибирск. Наука. 1981. С. 47-78.

НОВОЕ В СТРОЕНИИ ЛОЖА СЗ ПАЦИФИКИ

Ломтев В.Л.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, v.lomtev@imgg.ru

В докладе рассматриваются новые геоморфологические аспекты строения ложа СЗ Пацифики как первой абиссальной нефтегазоносной провинции Земли, обнаруженные при геологической (сейсмостратиграфической) интерпретации данных высокочастотного (120-150 Гц) НСП ИМГиГ, профиля МОГТ 1 и бурения «Гл. Челленджера» [1-4].

Пацифида. Крупнейший мезокайнозойский материк к западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия, затопленный в миоцене водами молодой Пацифики. Его коррелятными осадками являются пестрые абиогенные лессы (алевропелиты), разделяющие фации позднего эпиконтинентального Тетиса и глубоководной Пацифики (горизонт С [1-5]). На профилях НСП лессы выделяются по переменной контрастности, пластовому строению, малой (20-40 м) мощности, региофации облекания, в речных долинах – и выполнения с налеганием. Они имеют низкую (1-2 м/млн лет) скорость накопления и включают прослои разноцветного вулканического пепла (наземные пеплопады), береговых осадков, марганцевые и карбонатные желваки, но нет железомарганцевых конкреций. Переотложенные лессы окрашивают карбонаты Тетиса и осадки фанов Пацифики в пестрые цвета. В разрезе под лессами залегают опаковый слой пестрых позднемеловых кремней и уплотненных лессов, на краевом вале – выветрелые траппы поздней юры-раннего мела. Надежными признаками обширной палеосуши являются бенчи и палеоберега на краевом валу, а в котловине Картографов – астроблема ИМГиГ.

Поздний эпиконтинентальный Тетис. Омывал берега Пацифиды. Его надбазальтовая осадочная толща А утоняется и выклинивается от поднятия Шатского к

валу Зенкевича и Японскому желобу. Ее слагают шельфовые трансгрессивные карбонаты поздней юры-раннего мела и прибрежные регрессивные осадки позднего мела (опаковый слой или толща **В**, в кровле которого выделен мезокайнозойский пенеплен). Глубокая регрессия Тетиса в позднем мелу-палеогене к юго-востоку привела к резкому сокращению его площади, осушению региона на протяжении ~80 млн лет и закарстованности известняков (региональный коллектор углеводородов). Палеогеография и обстановки осадконакопления определяются по береговым осадкам, мелководной микро- и макрофауне, тонкополосчатой текстуре пестрых кремней, напоминающей варвы, береговым линиям, бенчам и абразионным плато. На профилях НСП карбонаты обычно прозрачны, а прибрежные осадки опакового слоя контрастны (региональный флюидоупор). В строении последних преобладают слоистые и шероховатые сейсмофации прибрежных акваторий и открытого побережья с эоловым микрорельефом соответственно, нередко замещающие друг друга по латерали и вертикали.

Пацифика. Молодой океан, затопивший Пацифиду после инверсии впадин Тетиса. Его коррелятные осадки мощностью до 0.6 км (в рифтограбенах до 1 км) представлены турбидитами фанов (конусы выноса) каньонов смежной окраины на краевом валу (аккумулятивное подножие японо-курило-камчатской окраины), а в котловине Тускарора, севере котловины Картографов и поднятия Шатского – турбидитами и контуритами Камчатского контурного мегафана мощностью до 0.1-0.2 км (рис. 1). Осадки фанов залегают на лессах Пацифиды с региональными, угловым и азимутальным, несогласиями в подошве. К востоку и югу они замещаются тонкими переотложенными лессами, местами карбонатными илами и зонами ненакопления с железо-марганцевыми конкрециями. На карте изопахит осадочного кайнозоя (рис. 1) видно сложное лопастное строение фанов Авачинского, среднекурильских и Сангарского каньонов на вале и зоне разлома Хоккайдо и Камчатского мегафана в котловине Тускарора, частью связанное с обтеканием придонными течениями уступов, гор и холмов (палеорельеф). При выходе в конечный бассейн стока турбидитов они отклонялись контурным течением и/или под влиянием силы Кориолиса вправо к югу. Развитие фанов происходило до среднего (~0.5-1 млн. лет) плейстоцена, когда в эпоху пасаденской глобальной орогении заложились Курильский и другие тихоокеанские желоба благодаря глубинному надвику по зоне Беньофа с аккрецией кайнозойского чехла (аккреционная призма перед и под фронтом регионального шарьяжа акустического фундамента). Желоба стали ловушками придонных потоков турбидитов по каньонам, поэтому проградация фанов на ложе СЗ Пацифики прекратилась (реликтовые формы). Здесь стали доминировать гемипелагические обстановки осадконакопления и абиссальные бури при прохождении циклонов.

Кардинальное различие в палеогеографии и обстановках осадконакопления в позднем кайнозое (глубоководная Пацифика) и позднем мезозое (широкий карбонатный шельф и лессовые прибрежные равнины позднего эпиконтинентального Тетиса) надежно фиксируют их изопахиты, имеющие существенно разные конфигурацию, ориентировку и тренды изменения мощности в плане (рис. 1).

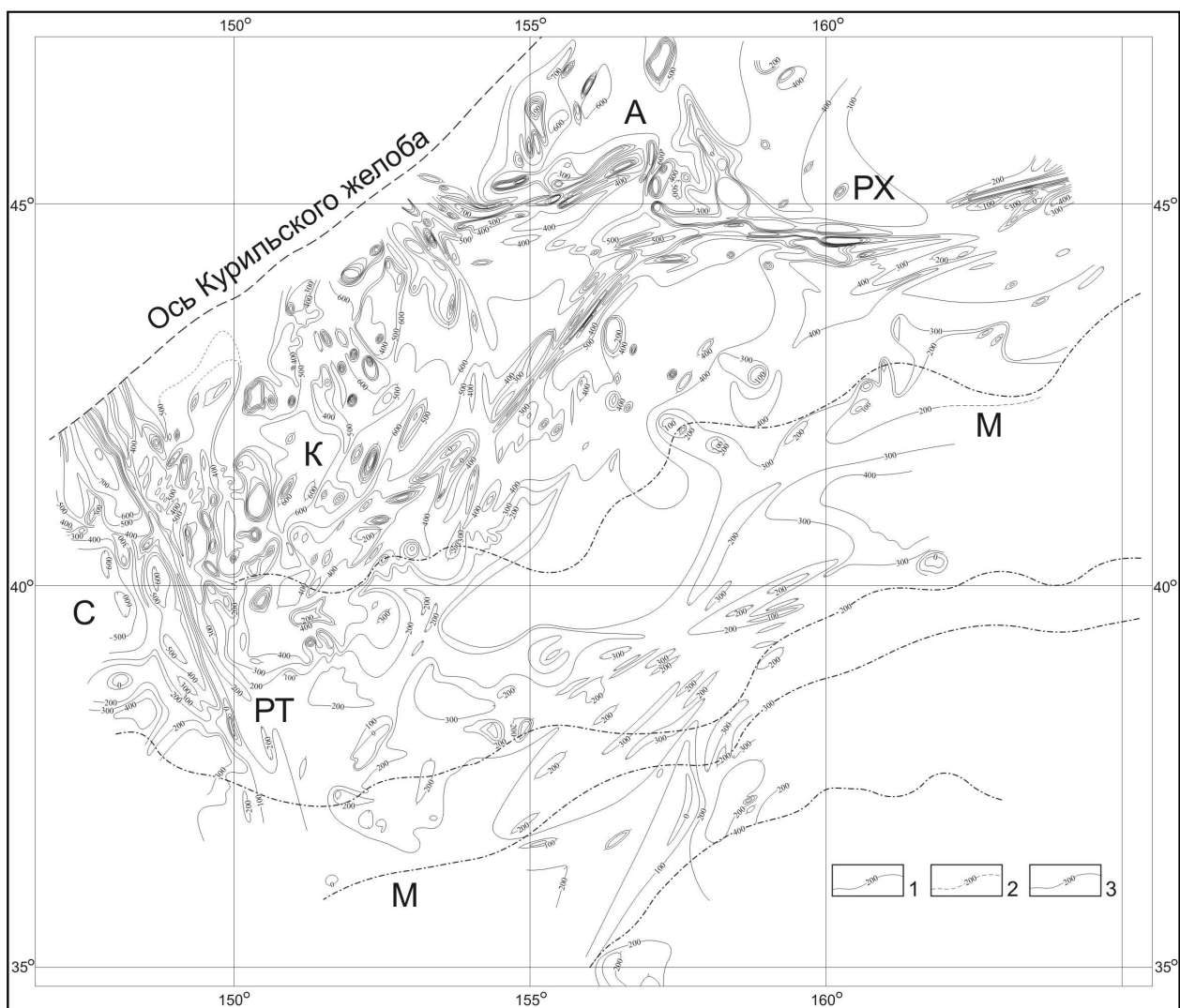


Рис. 1. Карта изопахит осадочного кайнозоя (1 – установленные, 2 – предполагаемые) и надбазальтового позднего мезозоя (3) прикурильской части ложа СЗ Пацифики с шагом 100 м [2]. Буквами обозначены: А – фан Авачинского каньона, К – фан слившихся курильских каньонов Буссоль, Дианы и Крузенштерна, С – фан Сангарского каньона, М – Камчатский контурный мегафан в абиссальной котловине Тускарора; РТ, РХ – разломы Тускарора и Хоккайдо.

Конические горы и холмы. Традиционно считаются юрско-меловыми подводными вулканами. Однако на профилях НСП они не имеют кратеров и лаво-шлаковых шлейфов [1, 5]). Гораздо чаще можно видеть их инъективное, диапировое (магматические диапиры или протрузии гранитов), тектоническое (моноклинальные холмы и гряды) или комбинированное, инъективно-тектоническое строение. Диапиры поднимают и/или прорывают мезозойские траппы (слой 3 и низы слоя 2) и надбазальтовый чехол (слой 1 и верхи слоя 2). Один из лучших примеров диапировой природы конических гор и холмов исследуемого региона дает профиль 30 (рис. 2а), который фиксирует подъем опакового слоя кремней и глин на склоны симметричного, почти идеального «стратовулкана» близ разлома Тускарора и восточного края вала Хоккайдо. В строении абиссальных холмов на временных разрезах НСП нередко можно видеть массу дифракций, связанных с внедрением брекчированных пород слоя 2 в кайнозойский чехол (рис. 2б) или прорывающих его.

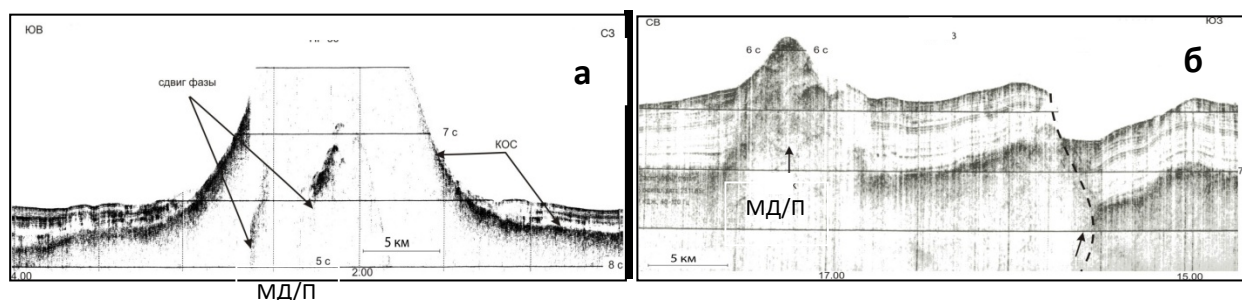


Рис. 2. **а** – профиль НСП 30 с конической горой (глубина вершины ~2800 м) у восточного края вала Хоккайдо близ разлома Тускарора. Координаты ПК 2.00 (39° 01,47 с.ш., 148° 11,78 в.д.) и ПК 4.00 (39° 10,57 с.ш., 148° 24,68 в.д.). КОС – кровля опакового слоя; МД/П – магматический диапир или протрузия гранитов здесь и на рис. 2б. **б** – профиль НСП 33 на севере вала Хоккайдо с молодым экструзивным холмом близ предполагаемого складчатого надвига (пунктир со стрелкой). Координаты ПК 15.00 (46° 50,0 с.ш., 156° 19,3 в.д.) и ПК 17.00 (46° 51,8 с.ш., 156° 42,0 в.д.). Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега; вертикальные линии – получасовые марки судового времени. Положение этих фрагментов см. в атласе В.Н. Патрикеева [5].

По данным НСП и бурения предполагать в основном позднекайнозойский (миоцен-квартер) возраст абиссальных конусов, связанных вероятно с гранитизацией первично-осадочных толщ раннего Тетиса в слое 4 и/или неоген-четвертичным гравитационным сползанием слоев 1-4 (океаническая кора) на склонах краевого вала и поднятий зоны разлома Хоккайдо (дивергентный срыв). Такой вывод связан с гладкостью поверхности срыва в кровле слоя 5 и ее пологим (0.1°) наклоном к юго-востоку, которые не нарушают десятки, если не сотни абиссальных конусов. Срыв формирует бескорневой рельеф ложа до поднятия Шатского включительно и продолжается в настоящее время.

Итак, в геоморфологии ложа СЗ Пацифики открываются новые горизонты, объекты и проблемы для дальнейших исследований на длительную перспективу.

Литература

1. Ломтев В.Л. К строению ложа Северо-Западной Пацифики // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1(16). С. 21-32.
2. Ломтев В.Л. Признаки Пацифида и Тетиса на ложе СЗ Пацифики // Ученые записки БрГУ. 2011. Вып. 7. Ч. 2. С. 110-122.
3. Ломтев В.Л. К строению и истории Курило-Камчатского глубоководного желоба (СЗ Пацифика) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2012. № 3. С. 36-47.
4. Ломтев В.Л. Признаки газоносности мезокайнозойского чехла ложа Северо-Западной Пацифики // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2013. № 3. С. 11-17.
5. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.

НИВАЛЬНЫЙ ГЕОМОРФОГЕНЕЗ В САРАТОВСКОМ ПОВОЛЖЬЕ

Лотоцкий Г.И.

*Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского,
fvs01@rambler.ru*

Саратовское Поволжье представляет собой классический пример широкого развития многочисленных форм экзогенного геоморфогенеза, в том числе нивального, обусловленного активной деятельностью современных и древних (плейстоценовых) снежников. Однако следует отметить, что нивальные формы не являются господствующими, в основном они связаны с эрозионным, оползневым и карстово-суффозионным рельефом, в значительной степени осложняя его. Как следует из сказанного, нивальные процессы в «чистом виде» встречаются редко, в большинстве же случаев они развиваются совместно с другими.

Многочисленные поздневесенние (майские) снежники приурочены главным образом к склонам речных долин, балок и оврагов северной и реже северо-восточной экспозиций. Снежники, расположенные в оползневых цирках, верховьях балок и оврагов правого склона Волги, а также в других местах Приволжской возвышенности сохраняются часто на протяжении всей весны. Остатки одного из них, находящегося в окрестностях с. Оркино Петровского района, можно наблюдать в конце мая, причем, независимо от характера погодных условий зимне-весеннего периода (рис. 1).



Рис. 1. Остатки поздневесеннего снежника в окрестностях с. Оркино на Приволжской возвышенности, видны бугры оплывания и четкие контуры будущего нивального цирка.

Разнообразная геоморфологическая деятельность снежников приводит к образованию нивальных западин, ниш, ложбин, цирков и других форм (понижений) на склонах, а также в верховьях оврагов и балок. Развитие нивальных форм и удаление материала связано с морозным выветриванием, солифлюкцией, суффозией, растворением,

плоскостным смывом и ручейковым размывом. Кроме этого, большое значение имеет процесс медленного течения верхнего маломощного слоя грунта, о чем свидетельствуют многочисленные формы оплывания, располагающиеся ниже современных снежников (рис. 1). Перечисленные процессы широко развиты и наблюдаются в настоящее время во многих нивальных формах на территории Саратовского Поволжья и в первую очередь на Приволжской возвышенности. Преобладание того или иного процесса зависит от литологии, физико-химических свойств горных пород, условий и характера их залегания и др. Так, например, в меловых мел-мергельных породах Хвалынских гор господствуют растворение, солифлюкция и суффозия, усиливая, тем самым, развитие карстово-суффозионных процессов. В трещиноватых опоках мела и палеогена Приволжской возвышенности и Общего Сырта – физическое выветривание, солифлюкция и плоскостной смыв, а в суглинистых и глинистых отложениях Сыртового Заволжья и Окско-Донской низменности – плоскостной смыв и суффозия.

Немалая роль снежников в формировании асимметрии склонов овражно-балочной сети, столь характерной для Саратовского Поволжья. Склоны северной экспозиции (подветренные) пологие, задернованные, с развитыми на них оплывно-сплывными явлениями, связанными с медленным таянием снежников и значительным увлажнением грунта. Наоборот, склоны южной экспозиции крутые, часто обваливающиеся и осыпающиеся. Нет сомнения, что в условиях перигляциальных климатических эпох среднего и позднего плейстоцена (днепровская, московская, калининская и осташковская) снежники и местные ледники были широко развиты, а их геоморфологическая деятельность отличалась значительной активностью. С этими условиями связано формирование новых и дальнейшее развитие ранее возникших (в том числе и оползневых) цирков, расположенных в верховьях древних балок, небольших рек, а также вдоль правого склона долины Волги. Некоторые из них, например, находящиеся в окрестностях сел Сокур, Лох, Казанла, Базарный Карабулак, а также на правом берегу Волги, достигают значительных размеров (рис. 2).



Рис. 2. Нивальный цирк в районе с. Сокур на Приволжской возвышенности.

В нижних частях этих цирков промоинами и оврагами вскрываются конусы суглинисто-щебнистых отложений с признаками их солифлюкционного и делювиально-солифлюкционного происхождения (криогенные текстуры, ориентировка обломочного материала и др.), что явно указывает на решающую роль нивального процесса в образовании данных форм. Интересная картина наблюдается непосредственно на территории г. Саратова, расположенного в однаименной котловине, в формировании которой немаловажная роль принадлежит нивальному геоморфогенезу в перигляциальных условиях плейстоцена. Об этом свидетельствуют делювиально-солифлюкционные отложения на Соколовой горе, перемещенные сюда местным ледником из вышерасположенного Лысогорского массива.

Из сказанного следует, что современный и древний (плейстоценовый) геоморфогенез играет важную рельефообразующую роль в Саратовском Поволжье и дальнейшее его изучение даст возможность ответить на многие нерешенные еще вопросы и в первую очередь о возрасте нивальных форм.

КОПТОМОРФОСТРУКТУРЫ ЕВРАЗИИ: МОРФОЛОГИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ И ПРОГНОСТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Лукашов А.А.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
smoluk@yandex.ru*

Коптоморфоструктуры (копто – греч.) – особый тип морфоструктур, редкий на Земле – по сравнению с большинством тел Солнечной системы, где они многочисленны. Кратерные комплексы импактного происхождения обязаны своим возникновением тепловому взрыву при столкновении высокоскоростного ударника с космической мишенью. В роли последней может выступать земная суша (включая ледяной покров и ложе океана), поверхность планеты земного типа, естественного спутника любой планеты, астероида либо ядра кометы. Ударниками являются астероиды, начиная с мелких, поперечником менее 100 м, или же ядра комет. Поперечники метеороидов, взрывы которых «породили» кратеры диаметром свыше 1 км, оцениваются В.Л. Масайтисом в 3,5-5 % от их горизонтальных параметров [7]. Скорости ударников – 11-73 км/с (с типичным значением 17 км/с) - для астероидов и 51 км/с - для комет [8].

В отличие от морфологически слабо выраженных астроблем (от греч. astron – звезда и blema – рана), в которые взрывные кратеры превращены длительной денудацией либо «погребающей» аккумуляцией, коптоморфоструктуры – округлые (иногда – овальные) топографически либо батиметрически чётко читающиеся впадины поверхности литосферы поперечником километры - десятки километров [5]. К категории крупных относятся отличающиеся сложной морфологией кратеры поперечником более 20 км. Земные коптоморфоструктуры диаметром менее 5 км имеют, как и бесчисленные мелкие кратеры на Луне, простую чашеобразную форму [1]. Взрывные кратеры – коптоморфоструктуры лишь частично разрушены или погребены пролювиальными, склоновыми, ледниковыми либо озёрными отложениями. В основании заполняющего

комплекса в большей или меньшей степени присутствуют линзы перемещенной взрывом аллогенной брекчии, реже - продуктов ударного плавления пород мишени.

В качестве примера астроблемы укажем - глубоко эродированную импактную структуру Янисъярви (северное Приладожье), диаметром не менее 14 км, образованную взрывом 720-730 млн. лет назад; котловина одноимённого эллипсовидного в плане озера экзорирована плейстоценовыми ледниками в относительно податливых (к воздействию денудации) брекчиях по кристаллическим сланцам ладожской формации протерозоя. Среди наиболее крупных, «штучных» коптоморфоструктур – стокилометровая в поперечнике Попигайская котловина (бассейн Хатанги), датируемая временем 38,9 млн. лет, в целом сохраняющая топографию исходного кратера, частично подвергшегося эрозионному и экзарационному воздействию [7]. (В течение многих лет – вплоть до работ В.Л. Масайтиса – сибирские геологи-съёмщики трактовали Попигай как полигональный грабен, частично заполненный меловыми эффузивами.) Пример крупной, но, всё же, более рядовой коптоморфоструктуры – давно известный баварский кратер Нордлингер-Рис – 14,7 млн. лет, 24 км в поперечнике – «волнистая округлая низина... – как бы кусочек придунайских равнин, затерявшийся среди лесистых франконских плато, нарушая непрерывную стену Юрской куэсты» [6]. Э. Мартон, не зная истинной природы кратера, всё же подчёркивал, что это – элемент рельефа, который нельзя объяснить эрозией.

Как и в предшествующие геологические эпохи, на протяжении кайнозоя эпизодические ударно-взрывные события продолжают формировать многочисленные (десятки) коптоморфоструктуры, вызывая катастрофические последствия в географической оболочке [2]. Наряду с ареальными и региональными разрушениями ландшафтов, в том числе – пожарами – астероидные и кометные взрывы в океанах способны порождать волны гигантских (сотметровых и более) космогенных цунами, а также испарение грандиозных объёмов воды, количественно соизмеримых с массой воды, содержащейся обычно в земной атмосфере. К подобным событиям, принадлежит взрыв, испаривший 2,3 млн. лет назад четырёхкилометровую толщу океанских вод в море Белинсгаузена, в 1400 км к западу от мыса Горн (57°30' ю.ш.; 90°50' в.д.) и оставивший на дне 20-тикилометровый (минимум) подводный кратер Элтаниан. Этот взрыв обрушил мощнейшие цунами на тихоокеанские берега Южной Америки и Антарктиды. У побережий Евразии также могли иметь место подобные события, судя, например, по обширному ареалу распространения тектитов-филиппинитов, источник распространения которых до сих пор не выявлен.

Крупные коптоморфоструктуры – весьма редкие образования. Временной шаг подобных космогенных катастроф составляет, по-видимому, миллионы лет. По оценкам специалистов, образование импактной структуры диаметром 20-30 км с выделением энергии 10^6 мегатонн в тротиловом эквиваленте происходит 1-2 раза в миллион лет [3]. За последние 15 млн. лет, помимо события, создавшего коптоморфоструктуру Нордлингер-Рис, земная суша испытала серию достаточно мощных кратерообразующих взрывов, в том числе:

- взрыв, породивший 3,6 млн. лет назад котловину озера Эльгыгытгын на Чукотке диаметром 18 км по гребню слабо эродированного вала (23 км по внешнему контуру); размер ударника – 1,15 км;

- импактное событие, морфологическим следствием которого является кратер Босумтви (Ашанти) (Гана) диаметром 10,5 км, возрастом 1,6-1,8 млн. лет, поперечник ударника которого оценивается в 520 м.

Опасность космических катастроф – вполне реальна. Её оценка является задачей, для решения которой применимы как палеогеографические, так и собственно геоморфологические подходы. К середине 1990-х годов астрономами было установлено около 300 астероидов поперечником во многие сотни метров, орбиты которых пересекают орбиту Земли. Возмущение гравитацией Юпитера в поясе астероидов всё новых угрожающих Земле ударников, а также эпизодическое появление вблизи Земли комет из пояса Оорта заставляют обратить внимание на коптоморфоструктуры как свидетельство регулярности – в геологическом масштабе времени – разрушительных импактных событий.

Многие (большинство?) импактные кратеры эродированы или погребены под толщей осадков. Хорошая сохранность коптоморфоструктур позднего кайнозоя может быть обеспечена лишь одновременным сочетанием тектонической стабильности области их распространения, слабого денудационного воздействия наложенных процессов и отсутствия региональной аккумуляции, способной полностью захоронить возникшие кратеры. На редкость удачным ареалом для оценки частоты импактных событий, порождающих коптоморфоструктуры диаметром 3-20 км, является территория Казахского мелкосопочника. Здесь, на площади, ограниченной с востока подножием Калбинского хребта и верховьями Иртыша, с запада – восточным подножием Мугоджар, с севера – южным контуром Западно-Сибирской низменности, а с юга – озером Балхаш, известно не менее трёх молодых коптоморфоструктур поперечником от 3-х до 14 км.

Наиболее обследованной коптоморфоструктурой в данном регионе является кратер Жаманшин в Северном Приаралье, к ЮЗ от станции Иргиз (48°24' с.ш.; 60 58 в.д.), имеющий диаметр 14 км и датируемый эпохой 0,69-0,85 млн. лет, знаменитый массовыми находками тектитов-иргизитов на своих кратерных валах. Детально изучен, благодаря исследованиям геологов МГУ, сравнительно небольшой (3 км) кратер Шунак (Аршалы) в Северо-Западном Прибалхашье, 160 км к ЗСЗ от г. Балхаш (47°12' с.ш.; 72°40' в.д.), возраст которого определён в 12±5 млн. лет (рис. 1). Менее известен семикилометровый кратер Бигач в северо-западном низкогорном обрамлении озера Зайсан (48°30' с.ш.; 82°0' в.д.), возраст которого оценивается интервалом 6±3 млн лет.

Таким образом на площади в 1,5 млн² км в условиях спокойной неотектоники и вялого протекания экзогенных процессов в Центральном и Восточном Казахстане чётко сохраняются в рельефе, минимум, 3 коптоморфоструктуры возрастом от 17 до 1 млн лет. Можно полагать, что за 16 млн. лет Земля, площадь поверхности которой равна 510 млн км², за счёт взрывов ударников размером более 150 м испытала около 300 импактных событий, способных породить кратеры поперечником 3 км и более. Речь идёт, возможно, о частоте региональных космогенных катастроф порядка 1 событие в 50 000 лет. Предлагаемая оценка существенно «сгущает во времени» шаг событий подобной мощности, ибо частоту в 50-100 тыс. лет Gene Shoemaker допускал для кратеров значительно более скромных размеров – типа Аризонского (Метеор, Барринджер), поперечником всего в 1,2-1,3 км [8].

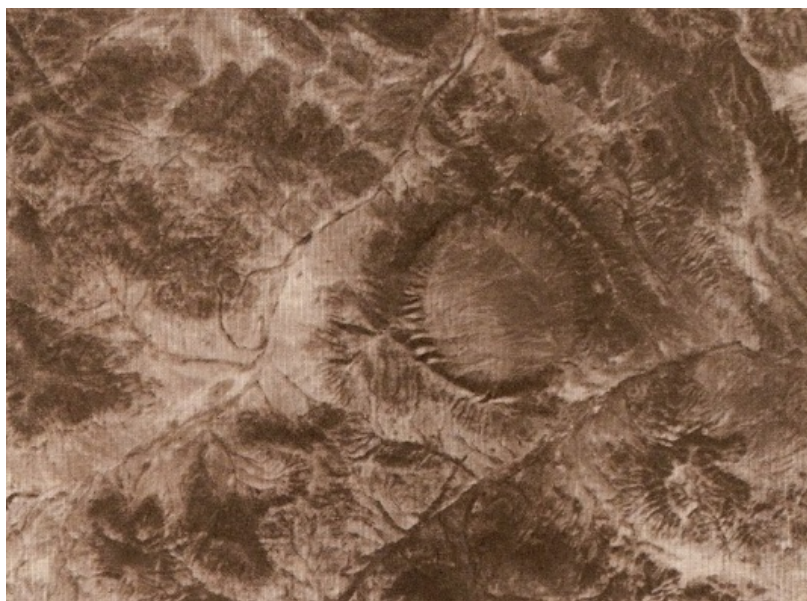


Рис. 1. Кратер Шунак в СЗ Прибалхашье, к ЗСЗ от ст. Моинты – низкорельефная котломорфоструктура поперечником 3 км. Космофото.

[Добавим, что до орбиты Венеры, судя по геоморфологическим свидетельствам, долетает в перигелии существенно меньшее количество потенциальных ударников. Поверхность её, сравнимая с земной по площади, запечатлела не более 1000 кратеров диаметром более 8 км примерно за 0,5 млрд. лет [4]. Частота событий, таким образом, – примерно всего одно за 500 000 лет.]

Литература

1. *Базилевский А.Т., Иванов Б.А., Флоренский К.П.* Ударные кратеры на Луне и планетах. М.: Наука, 1983. 200 с.
2. География, общество, окружающая среда. Том. 1. Структура, динамика и эволюция природных геосистем. М.: Изд. дом. Городец, 2004. -671 с.
3. *Гуров Е.П., Гожик П.Ф.* Импактное кратерообразование в истории Земли. Киев, 2006. – 196 с.
4. *Иванов М.А.* Геологическая история Венеры. Дисс. на соиск. уч. ст. д.г.н. М., 2013.
5. *Лукашов А.А.* Рельеф планетных тел. Введение в сравнительную геоморфологию. Изд. Моск. Ун-та.. М., 1996. - 111 с.
6. *Мартон Э.* Центральная Европа. Учпедгиз, 1938. 452 с.
7. *Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Мащак М.С. и др.* Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. – 231 с.
8. *Greeley Ronald.* Introduction to planetary Geomorphology. Cambridge university press. 2013. -P. 238.

ВОДА ВНУТРИ ЛЕДНИКОВ И ЛЕДНИКОВЫХ ЩИТОВ

Мавлюдов Б.Р.

Институт географии РАН, bulatrm@bk.ru

Распределение воды внутри ледников и ледниковых щитов, а также под ними играет большую роль, как в жизни самих ледников, так и формировании рельефа территорий, на которых сейчас располагаются или располагались раньше ледники и ледниковые щиты.

Вода может находиться как на поверхности ледников, так и в толще льда или под ледником на контакте с подстилающими горными породами [3]. Поскольку нас интересует вода, которая может совершать какие-то геологические действия и преобразования рельефа, то мы не будем рассматривать воду, рассеянную в виде мелких вкраплений и внутри мелких трещин во льду, а также в виде тонких пленок воды на ложе ледников. Поэтому мы коснемся только активно движущейся воды на поверхности ледников, внутри толщи льда и подо льдом.

Вода на поверхности ледников способна транспортировать мелкий и крупный обломочный материал, перенося его на значительные расстояния от места зарождения (поверхностные, срединные и боковые морены, склоны нунатаков, горное обрамление), а также перераспределяя его по поверхности ледников или за их пределами. Поскольку водные потоки мигрируют по поверхности ледников в связи с изменением их поверхности во времени, то нередко переносимые водой обломки на поверхности ледников можно найти вдалеке от крупных водных потоков. Эти отложения нередко формируют один из видов «муравьиных куч», тех, которые сложены обломочным материалом. Из-за толстого слоя обломочного материала лед под ним начинает таять медленнее окружающего чистого льда, что и приводит к появлению таких образований, форма которых может изменяться от почти правильных остроугольных конусов, до усеченных конусов с плоской вершиной или даже до «лепешек», у которых диаметр много больше высоты. Нередко на современных ледниках такие «муравьиные кучи» выстраиваются в некое подобие линий, что позволяет восстановить положение поверхностных водотоков на таких ледниках в прошлом. Но не все «муравьиные кучи» формируются под остатками русловых отложений. Они могут также образоваться под материалом, осыпавшимся или сползшим на лед с боковых и центральных морен, или «классическим способом», когда на поверхность ледника вытаивают отложения, смытые в отмерший ледниковый колодец с окрестных территорий. В последнем случае «муравьиные кучи» бывают сложены мелкоземом (криоконитом), который представляет собой частично переработанный бактериями и одноклеточными пылеватым материал, принесенный ветром на поверхность ледника и впоследствии смытый мелкими поверхностными водотоками. По таким «муравьиным кучам» можно восстановить места расположения ледниковых колодцев на ледниках в прошлом.

Вода на поверхности ледников может формировать русла водотоков, текущих по поверхности льда или формирующих ледяные каньоны. Такие каньоны обычно имеют глубину вреза до 5-15 м и только в редких случаях могут достигать глубины 30 м, как мы наблюдали на леднике Тавле на Шпицбергене [2]. Представление о том, что ледяные каньоны, углубляясь с поверхности, могут прорезать ледники насквозь [4], является

ошибочным. Каньоны не могут сильно углубляться в лед из-за воздействия на их стены пластической деформации.

Вода внутри толщи льда может активно перемещаться только по трещинам или сформировавшимся по ним каналам. Как правило, система внутриледных каналов начинается с поверхности ледников в виде ледниковых колодцев. Чаще всего ледниковые колодцы формируются по трещинам, которые поглощают воду поверхностных водотоков. Если у такой трещины имеется связь с другими трещинами в толще льда, то вода уходит в лед, а по трещине формируется ледниковый колодец, который имеет цилиндрическую или коническую (с расширением вниз) форму. Форма колодца объясняется тем, что с некоторой глубины струя падающей в него воды разбивается на капли, которые и обрабатывают стены колодца. Согласно теории [3], трещины в теплых ледниках (весь лед в них имеет нулевую температуру) должны иметь глубину 25-30 м, а, значит, и колодцы должны достигать примерно такой же глубины. Действительно, колодцы в теплых ледниках часто имеют глубину не более 40 м, но бывают и исключения. Например, для ледника Мер-де-Глас во Франции дается глубина одного из колодцев около 80 м [11]. В холодных ледниках колодцы могут «прошивать» ледники насквозь, а в политермальных (или политермических) ледниках, у которых внешний слой сложен холодным, а внутренний теплым льдом, глубина ледниковых колодцев обычно не превышает толщины слоя холодного льда [1]. Глубина колодцев на ледниковых щитах изучена мало, но обычно она не превышает 100-200 м [9, 11]. Утверждение, что через трещины, питаемыми водой озер, вода может проникать до ложа Гренландского ледникового щита на глубину 900 м и более [5], скорее всего, ошибочно. Пластическая деформация и низкая температура льда не позволят трещине проникнуть так глубоко. А чтобы объяснить летнее ускорение движения льда Гренландского щита [13], остается предположить существование некоторой плоскости скольжения в толще холодного льда на глубине 100-200 м от его поверхности, попадая на которую вода и вызывает летнее ускорение движения ледника. В политермальных ледниках, по-видимому, также существует подобная плоскость скольжения льда, которая расположена вблизи контакта холодного и теплого льда. Получается, что в этом случае более жесткая пластина холодного льда движется по более пластичному теплему льду. Следует ожидать, что и каналы внутреннего дренажа в политермальных ледниках приурочены к подобной плоскости скольжения льда. В таком случае «подледниковое» положение каналы приобретают только ближе к языку ледника, там, где холодный лед контактирует с ложем ледника. Как это ни парадоксально, но и располагаясь под ледником, канал не становится полностью подледниковым, а представляет собой чередование внутриледных и подледных участков, что определяется спецификой расположения плоскости скольжения на этом участке ледника. А заключается она в том, что при большой толщине льда леднику энергетически гораздо более выгодно не проползая по породе в углублениях ложа, сначала втекая в понижение рельефа, а потом, вытекая из него, а перемахивать через углубления. Таким образом, получается, что плоскость скольжения под ледником не повторяет все его изгибы, а как бы сглаживает ложе. В результате получается, что плоскость скольжения ледника обязательно контактирует с ложем на его выступах (в том числе, на ригелях), а между выступами ложа проходит на некоторой высоте над ложем. Оказалось, что и в теплых ледниках возникает подобная ситуация, поэтому и там каналы внутреннего

дренажа на языках ледников, чередуясь, имеют то подледное, то внутриледное положение.

Доказательством такого положения дел служат наши исследования каналов внутреннего дренажа на языках теплых, холодных и политермальных [1, 2] ледников в разных регионах. Интересны также данные научной обсерватории, которая расположена под теплым ледником Аржантьер во Французских Альпах. Обсерватория имеет выход в подледниковую полость, которая заполнена воздухом и расположена с нижней стороны ригеля [8]. Наблюдения в полости проводятся более 50 лет, и ни разу эта полость не заливалась водой, хотя маленький ручеек в этой полости все же имеется. Попытки найти воду в основании ледника в углублении ложа, находящегося выше ригеля по течению ледника, также не увенчались успехом [6]. Это подтверждает наше предположение, что каналы стока в понижениях ложа отсутствуют.

Показанные представления о существовании плоскостей скольжения льда в толще ледников и под ледниками позволяют объяснить многие процессы, происходящие в ледниках от существования протяженных дренажных систем в толще льда и под ним до весенних и летних ускорений движения ледников и ледниковых щитов. Формирование дренажных систем связано с тем, что талая вода с поверхности по трещинам проникает до плоскости скольжения и, распространяясь по ней, дает начало ускоренному движению льда, а в дальнейшем лучшей проработке путей движения воды по этой плоскости в виде общепринятых каналов стока (R-, N- и H-каналы) [7, 10, 12]. Не исключено, что в будущем и пульсации ледников удастся объяснить, используя представление о плоскостях скольжения льда внутри ледников.

Из сказанного выше следует, что основная эрозионная деятельность приурочена к языковым частям ледников. При этом разрушению, в первую очередь, подвергаются горные породы именно выступов ложа, а в понижениях за выступами ложа преимущественно происходит застаивание льда и накопление моренных отложений. С ростом размеров ледников и ледниковых щитов области подледниковой эрозии и накопления материалов смещаются к языкам ледяных тел. Напротив, при сокращении размеров ледников и ледниковых щитов эрозионная и накопительная деятельность отодвигается от языков ледяных тел. Понятие плоскостей скольжения, выравнивающих поверхность под ледниками хорошо согласуется с представлениями об озах, которые, по-видимому, формируются в каналах, приуроченных к плоскостям скольжения ледниковых щитов. По-видимому, последующее таяние льда под каналами после полной деградации ледников и приводит к тому, что озы безразлично относятся к подстилающему рельефу.

Чтобы использовать в дальнейшем предположение о плоскостях скольжения внутри ледников, необходимо проведение работ, специально нацеленных на это направление.

Литература

1. Мавлюдов Б.Р. Внутренние дренажные системы ледников. М.: Институт географии РАН, 2006, 396 с.
2. Мавлюдов Б.Р. Исследования ледника Тавле и его внутренних дренажных каналов, Земля Норденшельда, Шпицберген // Комплексные исследования природы Шпицбергена. 2007. Вып. 7, Апатиты: КНЦ РАН. С. 187-201.
3. Патерсон У.С.Б. Физика ледников. 1984. М.: Мир. 472 с.

4. *Benn D.I., Evans D.J.A.* Glaciers and glaciation. London: Arnold, 1998, 734 p.
5. *Das S.B., Joughin I., Behn M.D., Howat I.M., King M.A., Lizarralde D., Bhatia M.P.* Fracture propagation to the base of the Greenland ice sheet during supraglacial lake drainage // *Science*. 2008. V. 320(778). P. 778-781.
6. *Hantz D., Lliboutry L.* Waterways, ice permeability at depth, and water pressures at Glacier d'Argentière, French Alps // *Journal of Glaciology*. 1983. V. 29(102). P. 227-239.
7. *Hooke R.LeB.* On the role of mechanical energy in maintaining subglacial water conduits at atmospheric pressure // *Journal of Glaciology*. 1984. V. 30(105). P. 180-187.
8. *Moreau L.* Glacier d'Argentière: hydro-électricité et glaciologie // *Actes du 3e Symposium International Cavites Glaciaires et Cryokarst en Regions Polaires et de Haute Montagne, Chamonix-France, 1er-6.XI.1994. Annales Litteraires de l'universite de Besancon*. 1995. N 561, serie Geographie, N 34, Besancon. P. 17-22.
9. *Moreau L.* De l'eau au moulin avec les expeditions «Inlandsis Groenland» // *Proceedings of V International Symposium on Glacier Caves and Cryokarst in Polar and High Mountain Regions*. Nimbus, 2002. N. 23-24. P. 82-93.
10. *Nye J.F.* Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels and veins // *Journal of Glaciology*. 1976. V. 17(76). P. 181-207.
11. *Reynaud L., Moreau L.* Moulins Glaciaires des Temperees et Froids de 1986 a 1994 (Mer de Glace et Groenland) // *Actes du 3e Symposium International Cavites Glaciaires et Cryokarst en Regions Polaires et de Haute Montagne, Chamonix-France, 1er-6.XI.1994. Annales Litteraires de l'universite de Besancon*. 1995. N 561, serie Geographie, N 34, Besancon. P. 109-113.
12. *Röthlisberger H.* Water pressure in intra- and subglacial channels // *Journal of Glaciology*. 1972. V. 11(62). P. 177-203.
13. *Zwally H.J., Abdalati W., Herring T., Larson K., Saba J., Steffen K.* Surface melt-induced acceleration of Greenland ice-sheet flow // *Science*. 2002. V. 297(5579). P. 218-222.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРОИСХОЖДЕНИИ КОТЛОВИНЫ ОЗЕРА СМЕРДЯЧЬЕ (МОСКОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Маккавеев А.Н., Бронгулеев В.В., Караваев В.А.

Институт географии РАН, geomorph@rinet.ru

Оз. Смердячье (восток Московской области, Шатурский район), многими исследователями считается метеоритным кратером. Оно находится на междуречье небольших рек Поля и Воймега (бассейна Клязьмы), имеет округлую форму, глубину до 30 м при диаметре зеркала воды 240x260 м, и окружено валом местами достигающим 5-6 м над озером. Над окружающей равниной вал возвышается всего на 1-2 м или немногим более того, его диаметр составляет 350-400 м. Воронкообразная котловина озера, достигает 30-31 м глубины. Первым на возможность возникновения котловины озера в результате недавнего, по геологическим меркам времени, падения крупного метеорита обратил внимание краевед, житель г. Рошаль Н.А. Филин в конце прошлого века. Исследованиями Лаборатории метеоритики ГЕОХИ РАН обнаружен «расплавленный при ударе метеорита материал местных осадочных пород» [3,4]. Тем не менее, вывод о

метеоритном происхождении котловины озера сделан осторожно: «можно предполагать, что озеро Смердячье действительно представляет собой кратер...» [4].

По геологическим данным мощность четвертичных отложений (аллювиальных, озерно-ледниковых и ледниковых) в этом районе достигает 15-25 м. Они перекрывают нижнемеловые и верхнеюрские пески и глины, мощность которых не превышает 10-20 м. О том, что котловина озера достигает залегающих еще глубже пород каменноугольного возраста можно судить по находкам в верхних горизонтах отложений, слагающих вал, неокатанных обломков белого ракушечника.

В центре Европейской части России обычно выделяют 2 валдайские террасы. В низменностях, подобной Мещере, они очень схожи по высоте, нередко образуя единую поверхность шириной до 30-35 км, на которой и находится озеро Смердячье. Ниже по течению р. Поля поверхность сливается с 1-й надпойменной террасой р. Клязьмы. Согласно А.И. Спиридонову [6] высота этой террасы над урезом реки соответствует высокой пойме малых рек Мещеры, формировавшейся в раннем голоцене, часть ее аллювия имеет позднеледниковый возраст [2].

В 2013-2014 гг. авторы участвовали в работе совместной российско-американской экспедиции на оз. Смердячем – международного коллектива Holocene Impact Working Group. Были получены новые данные о строении вала и отложений, слагающих окружающую озеро поверхность аллювиальной равнины. В целом они подтверждают гипотезу о метеоритном происхождении котловины озера и помогают приблизительно определить ее возраст и палеогеографическую обстановку времени ее формирования.

Отложения изучались в шурфах, заложенных на гребне вала и его склонах, обращенных к северному и южному берегам озера, а также на окружающей вал поверхности широкой аллювиальной террасы, общей для рек Поля и Воймега.

Во всех изученных разрезах преобладают тонко- и мелкозернистые пески. Слоистость в песках обычно подчеркнута прослоями ожелезнения и тонкими прослоями алеврита. На внутренних склонах вала слои наклонены к озеру, согласно поверхности склона, что, видимо, указывает на то, что эти части вала сползли в котловину. При этом прослои в верхних частях разрезов, до глубины 1-1.8 м, как правило, деформированы, причудливо изогнуты. В нижних частях разрезов они залегают более спокойно, почти параллельно друг другу, хотя тоже наклонены к озеру. На гребне вала верхние части песчаной толщи не слоистые, ниже можно видеть изогнутые, деформированные прослои. В нижней части разреза, с глубины 2-2.5 м от поверхности слоистость в песках становится горизонтально-волнистой, почти не деформированной.

В некоторых разрезах обнаружена толща перемятых мерзлотными процессами отложений (в виде завихрений, изгибов, колец) черных и сизоватых глин с включениями песка. Так в обнажении на р. Поля, в интервале 1.90-2.50 м залегают хаотично переслаивающиеся прослои и линзы темно-бурой супеси, местами переходящей в сизую глину, а также светлых тонкозернистых песков. Нижний контакт горизонта четкий, отделяет «криотурбированный» горизонт от песков желтых тонко- и мелкозернистых с горизонтальной слоистостью. В шурфе на ССВ берегу озера, на внутренней стороне вала на глубине м также вскрыта толща перемятых (в виде завихрений и изгибов) черных и сизоватых глин с включениями песка. Мощность ее 0.9 м. Небольшой ледниковый клин проникает от кровли слоя глины в его глубину на 30-40 см. Глины подстилаются тонкими песками и алевритами.

В почвенных слоях над глиной, до глубины 0.7 м часто встречается обломочный материал, среди него преобладают остроугольные осколки метаморфизованных пород, а также ледниковые валуны; длина самый крупного из них 0.4 м, диаметр 0.3 м. Криотурбации в шурфе на озере находятся на 3-3.5 м выше, чем в обнажении на реке. Озеро окружает та же поверхность террасы, отложения которой вскрываются в обнажении на р. Поля, поэтому можно предположить, что криотурбированный горизонт находился первоначально почти на одной и той же высоте. Следовательно, при взрыве метеорита, обычно вызывающего раздвигание пород, окружающих образующуюся воронку (будущую озерную котловину), этот горизонт был поднят.

Выше горизонта с криотурбациями залегают пески с обломочным материалом. Особенно много его в отложениях вала, среди обломков преобладают неокатанные осколки различных пород. Самое большое количество этого материала отмечается в шурфе на южном берегу озера. На внутренних склонах вала этот материал особенно обилен и залегает в приповерхностных горизонтах, включая почвенные. Уже на гребне вала обломочный материал более редок; здесь он встречается на глубинах до 1 м.

За пределами вала обильный каменный материал не найден, что демонстрирует шурф, выкопанный в 500 м к северу от озера на поверхности окружающей его террасы. Он пройден до глубины всего 0.9 м из-за высокого стояния грунтовых вод. Под моховой подстилкой и светло-серым мелкозернистым песком, на глубине 0.4-0.5 м залегает песок бурый, разнотернистый, глинистый с редкой галькой. Ниже прослойки коричневой супеси чередуются со светло-серым песком. Слоистость горизонтальная. Обломочный плохоокатанный каменный материал или осколки коренных пород отсутствуют.

Интересная находка сделана в обнажении на р. Поля. Примерно на глубине 1.5-1.55 м, в маленькой линзе светло-бурого алеврита толщиной до 2-3 см найдены мелкие, до 0.5-1 см, остроугольные и плохо окатанные обломки метаморфизованных пород. Немного выше этого прослоя, в песке попадаются крошечные темные угольки. Мелкие, редкие углистые частицы также обнаружены в шурфе на северной стороне озера, в песках, перекрывающих горизонт криотурбированных отложений (глубина 0.30-0.70 м).

Также в разрезах встречены следы почвообразования: на террасе р. Поля - в песках, кроющих слои с криотурбациями (на глубине около 1.5 м), на гребне вала и на окружающей равнине глубине 0.2-0.4 м), в южной части вала, на его склоне (в интервале глубин 1.1-1.8 м), в северной части вала (на глубине 1.6 м и ниже).

Выводы

Видимо, в слоях, расположенных ниже горизонтов, затронутых мерзлотными процессами, как в обнажения на р. Поля, так и в шурфах на валу, вскрывается аллювий, начавший отлагаться до эпохи последнего ледникового максимума (LGM, 20-23 тыс. л. н.). Осадконакопление шло в мелеющем водоеме и в его прибрежных частях с застойными условиями (тонкие осадки, вплоть до глин). Нередко поверхность отложений оказывалась выше уровня воды. Тогда начинались образовываться почвы. Интенсивность почвообразования была низкой. О суровом холодном климате того времени можно судить по вовлечении этих отложений в криотурбации, вызванные сильным похолоданием во время LGM.

В конце эпохи LGM, или вскоре после нее, происходит падение метеорита и образование котловины и вала. В понижения на поверхности формирующейся в то время террасы, где существовали небольшие мелкие озера или лужи попадают мелкие обломки

пород, образовавшиеся в результате взрыва метеорита. (Необходимо напомнить, что материал, выброшенный из метеоритного кратера, обычно разлетается на расстоянии примерно равное радиусу кратера, поэтому обнажение на р. Поля – предел его распространения.) Сам вал возник в основном в результате "бульдозерного эффекта" взрывной волны – центробежного отжимания пород от центра, и выброса материала из кратера. Этот материал, содержащий обломки коренных пород сформировал кровлю вала, поэтому здесь каменные обломки встречаются практически на поверхности. Падение метеорита могло сопровождаться пожарами растительности, оставившими углистые прослойки.

Затем сток по реке возобновился и сначала был небольшим и перегружен материалом, сносившимся с водоразделов еще слабо закрепленных растительностью времени деградации оледенения. В результате приноса материала рекой эти отложения на р. Поля были погребены под 1.5 метровой, преимущественно песчаной толщей, аллювиально-озерных и эоловых отложений. На приподнятой поверхности вала аккумуляция не происходила. По мере возрастания водности, река начала врезаться в поверхность, на которой расположен разрез, она перестала заливаться в половодья и перешла на положение террасы.

Времени падения метеорита соответствует прослой на глубине 1.5-1.55 м от поверхности террасы в обнажении на р. Поля. Поскольку он находится выше горизонта криотурбированных отложений, то, следовательно, он его моложе. Согласно исследованиям А.А. Величко и ряда других палеогеографов условия для образования таких криотурбаций в отложениях верхнего плейстоцена на Восточно-Европейской равнине характерны для эпохи последнего ледникового максимума [1]. Эти выводы были подтверждены исследованиями, проведенными недавно в центре Восточно-Европейской равнины [см., напр., 5].

Данные о строении отложений, слагающих вал и его ближайшие окрестности, свидетельствуют о том, что падение метеорита относится к позднеледниковую или раннему голоцену, то есть к периоду, возраст которого оценивается от 20 до 10 тыс. л.н. Более точное определение даты могут дать только дальнейшие исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-01-98).

Литература

1. *Величко А.А.* Криогенный рельеф позднеплейстоценовой перигляциальной зоны Восточной Европы // Четвертичный период и его история. М.: Наука, 1965. С. 96-112. 126 с.
2. *Бреслав С.Л.* Четвертичная геология // Геология СССР. Т. 4. Центр Европейской части СССР. М.: Недра, 1975. С. 489-636.
3. *Енгальчев С.Ю.* Метеоритный кратер на востоке Московской области // Вестн. Санкт-Петербургского ун-та. Сер. 7. 2009. Вып.2. С.3-11.
4. *Озеро Смердячье – подмосковная Хиросима* // Лаборатория Метеоритики ГЕОХИРАН. Опубликовано: <http://www.geokhi.ru/~meteorit/smerdyachee.html>.
5. *Панин А.В., Матлахова Е.Ю., Беляев Ю.Р. и др.* «Осадконакопление и формирование террас в речных долинах центра Русской равнины во второй половине позднего плейстоцена» // Бюл. Комис. по изучению четвертич. периода. №71. 2011. С. 47-75.

6. Спирidonov A.И. Геоморфология // Геология СССР. Т. 4. Центр Европейской части СССР. М.: Недра, 1975. С. 696-706.

РОЛЬ ЭОЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ В РАЗВИТИИ РЕЧНЫХ ДОЛИН ЦЕНТРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В ПОЗДНЕМ ВАЛДАЕ

Матлахова Е.Ю., Панин А.В.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
matlakhova_k@mail.ru*

Комплексные исследования в речных долинах центра Восточно-Европейской равнины (ВЕР) позволили уточнить имеющиеся представления о генезисе и возрасте низких террас и слагающих их отложений. Изучение террас проводилось на двух ключевых участках – в долине р. Сейм (между гг. Курском и Курчатовым Курской области) и в долине р. Хопёр (в районе гг. Борисоглебск и Поворино Воронежской области).

Полевые методы исследования включали в себя литолого-фациальное изучение разрезов, бурение, геоморфологическое картографирование, топографо-геодезические работы (с использованием оборудования производства компании Leica Geosystems), отбор образцов на различные виды лабораторных анализов, георадарное зондирование. Лабораторные методы включали в себя изучение морфоскопии кварцевых зерен, гранулометрический и спорово-пыльцевой анализ, абсолютное (OSL и C14) датирование отложений.

Анализ фактических данных, полученных как при полевых, так и при лабораторных исследованиях позволил получить представления о валдайской истории развития долин Сейма и Хопра, а также предпринять попытку установления рельефообразующей роли эоловых процессов в речных долинах в валдайское время. Большинство речных долин центра ВЕР имеют сходное геоморфологическое строение. Это позволяет распространять выводы, полученные по долинам Сейма и Хопра на близлежащие районы центра Восточно-Европейской равнины.

Анализ особенностей литологического строения разрезов террас, абсолютных датировок отложений, а также различных геоморфологических признаков (в первую очередь, характера поверхности террас) заставил предположить, что верхние части толщ валдайских речных террас сложены эоловыми отложениями (перевейным аллювием) [2]. Для проверки этой гипотезы и уточнения генезиса отложений, слагающих террасы, потребовалось привлечение метода изучения морфоскопии кварцевых зерен. Морфоскопия кварцевых зерен представляет собой изучение формы и особенностей поверхности песчаных зерен. Метод основан на том, что зерна терригенных минералов, сохраняя свойства, унаследованные от минералов коренных пород, приобретают черты, обусловленные свойствами тех сред, в которых происходит их транспортировка и накопление. Форма зерен связана с длительностью их переноса, а характер микроморфологии их поверхности определяется преимущественно условиями обстановки, в которой происходила транспортировка и аккумуляция терригенного материала [3, 4].

Процедура диагностики обстановок осадконакопления по морфологии поверхностей кварцевых зерен в целом достаточно хорошо разработана. Однако на изучаемой территории процесс эоловой переработки аллювиальных толщ был относительно кратковременным [2], что обусловило трудность диагностики признаков недолговременных эоловых преобразований. В связи с этим была предпринята попытка разработки методики для диагностики процессов кратковременной эоловой переработки аллювия молодых речных террас по особенностям морфологии поверхности кварцевых зерен. Были рассмотрены основные признаки (элементы рельефа) поверхностей кварцевых зерен, характерные для аллювиальных и эоловых отложений. На основании анализа литературных источников был определен основной набор признаков, подвергающихся анализу. Эти признаки были представлены в виде «спектров» (диаграмм, содержащих средние значения площадей поверхности зерен, занятых тем или иным признаком; рис. 1). Для каждого из анализируемых образцов были составлены характеризующие его спектры признаков, которые затем сопоставлялись между собой. Был выявлен ряд специфических особенностей, отличающих зерна перевеянного аллювия от исходных аллювиальных (подробнее см. [1]). Одним из основных отличий является наличие мелкоямчатого микрорельефа на поверхности перевеянных зерен.

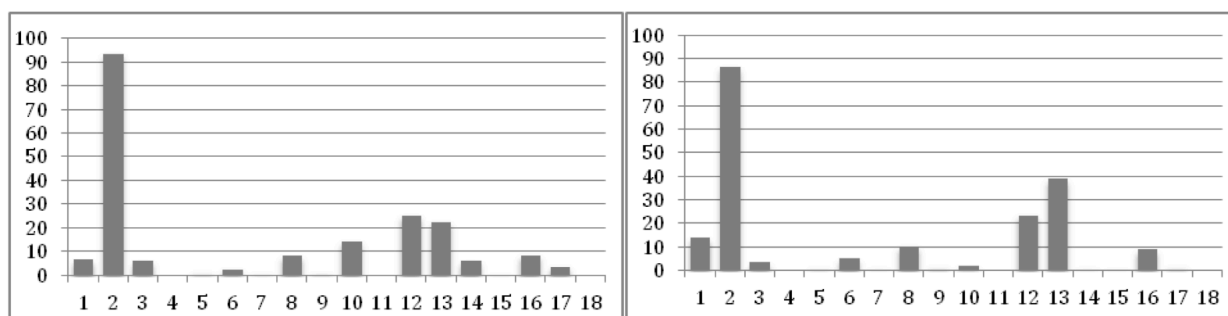


Рис. 1. Спектры признаков, характерных для перевеянного (слева) и неперевеянного (справа) аллювия. Образцы из долины р. Хопёр: А – разрез Тк-1, $h^*=198-273$ (0,25-0,5)**; Б – разрез Тк-1, $h=724-823$ (0,25-0,5). * h – глубина в разрезе, в см; **0,1-0,25 – анализируемая фракция, в мм.

Цифрами по оси X обозначены признаки: 1 – угловатая форма, 2 – округлая форма, 3 – большой раковистый излом, 4 – плоские поверхности расколов, 5 – прямые ступени, 6 – маленький раковистый излом, 7 – прямые царапины, 8 – серпообразные желобки, 9 – параллельная штриховка, 10 – мелкоямчатый микрорельеф, 11 – меандрирующие хребты, 12 – V-образные неориентированный микроуглубления, 13 – гладкая гляцевая поверхность, 14 – ориентированные ямки травления, 15 – прилипшие частицы, 16 – следы растворения и осаждения кремнезема, 17 – ямки, бороздки растворения, 18 – рост кристаллов.

Анализ полученных результатов позволил установить широкое участие отложений эолового генезиса в сложении валдайских террас в долинах Сейма и Хопра. Активное развитие эоловых процессов было обусловлено криоаридной климатической обстановкой времени последнего ледникового максимума (LGM). Также для времени LGM было характерно широкое развитие склоновых процессов и заполнение эрозионных форм на склонах долины за счет избыточного поступления материала с водосборов.

Таким образом, отложения времени последнего ледникового максимума демонстрируют большое генетическое и литологическое разнообразие. Накопление аллювия на низких гипсометрических уровнях (ниже современного уреза) при глубоко врезанном положении русел сопровождалось развитием эоловых процессов как на высоких (поверхности 12-16 м террас), так и на достаточно низких (вплоть до

современного уреза) уровнях. Большой глубине эоловой переработки террас способствовал предшествовавший врез рек: дно речных долин во время LGM было на первые метры ниже современного уровня, что сопровождалось соответствующим увеличением мощности зоны аэрации. Также накопление эоловых песков периодически прерывалось (или сопровождалось) кратковременными периодами активизации склоновых (скорее всего, солифлюкционных) процессов, о чем свидетельствует наличие делювиальных прослоев в толщах покровных эоловых образований.

Процессы эоловой переработки террасовых комплексов могли значительно изменять первичный рельеф речных террас и облик речной долины в целом. Происходило перевеивание накопленного в долинах аллювия, формирование обширных эоловых покровов (мощностью до 2-3 м) и шлейфов (мощностью 3-5 м и более), снижение или наращивание ранне- и средневалдайских террасовых уровней. Было установлено, что некоторые низкие террасовидные поверхности (до 10 м над современным урезом), ранее принимавшиеся за речные (сложенные аллювием) террасы, являются “останцами” эоловых шлейфов, расчлененных пойменными потоками.

Важно отметить, что эоловые покровы и шлейфы тяготеют к тем бортам долины, где распространены песчаные террасы, в то время как песчаные покровы на глинистых террасах не были выявлены ни при полевых исследованиях, ни при анализе литературных источников. По-видимому, это свидетельствует о привязанности эоловых покровов к источнику песчаного материала, которым могли выступать древнеаллювиальные, а, в некоторых случаях, и флювиогляциальные песчаные толщи, слагавшие аккумулятивные поверхности дна долины. Судя по всему, дальность эолового переноса была невелика: перевеиваемый песчаный материал оставался в пределах ареала своего распространения, обычно не достигая противоположного борта долины [2]. Так, на изученном участке долины Сейма эоловые пески перекрывают разновысотные уровни левобережных песчаных террас, а на изученном участке долины Хопра эоловые пески развиты на правобережных песчаных террасах, а левобережные имеют суглинистый состав и плавно сопрягаются со склоновыми шлейфами, спускающимися с борта долины.

Таким образом, роль эоловых процессов в формировании рельефа речных долин в позднем валдае весьма значительна. Они могли не только изменять характер поверхности террасовых уровней (формирование дюн, переотложение поверхностных толщ песков и наращивание поверхностей террас за счет привноса материала с близлежащих территорий, что делает проблематичным определение первоначальной высоты террасовых уровней), но и изменять топографию и морфологию дна долины в целом, формируя крупные эоловые шлейфы мощностью до 5 м и более. Впоследствии эти эоловые шлейфы могли быть частично размыты и расчленены на террасовидные фрагменты пойменными потоками.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 14-05-00119).

Литература

1. Матлахова Е.Ю. Применение электронной морфоскопии для выявления следов эоловой переработки песчаного аллювия / Естественные и технические науки. №2 (70), 2014. С.134-138.
2. Панин А.В., Матлахова Е.Ю., Беляев Ю.Р., Бульарт Ж.-П., Дубис Л.Ф., Мюррей А., Пахомова О.М., Селезнева Е.В., Филиппов В.В. Осадконакопление и

формирование террас в речных долинах центра Русской равнины во второй половине позднего плейстоцена / Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. №71. М.: ГЕОС, 2011. С.47-74.

3. Krinsley D.H., Doornkamp J.C. Atlas of quartz sand surface textures. 2nd edition. Cambridge, Cambridge University Press. 2011. 102 p.

4. Bull P.A., Morgan R.M. The Scanning Electron Microscope in Geomorphology. In: Treatise on Geomorphology. Vol. 14. Methods in Geomorphology (Edited by John F. Shroder). Academic Press. 2013. P. 257-261.

КАРСТОВЫЙ РЕЛЬЕФ ПЛАТО МАР-КЮЕЛЬ (ЮДОМО-МАЙСКОЕ НАГОРЬЕ)

Махинов А.Н.

*Институт водных и экологических проблем ДВО РАН,
Хабаровск, Россия, iver@iver.as.khb.ru*

И.С. Щукин отмечал, что многолетняя мерзлота ограничивает развитие карста и создает условия для его проявления на ограниченных пространствах [9]. К таким территориям относится восточная часть Сибирской платформы, в пределах которой на древнем фундаменте залегают мощные толщи известняков и доломитов кембрийского возраста. Широкое распространение многолетнемерзлых пород, небольшое количество атмосферных осадков (300-400 мм/год) и короткая продолжительность периода поверхностного стока (4 месяца в году) определяют специфическое проявление карстовых процессов и строение карстовых форм рельефа. Именно наличие многолетней мерзлоты в отличие от многих других районов России и мира придает карстовым явлениям своеобразные черты. Это дает основание некоторым авторам выделять карст в многолетнемерзлых породах в самостоятельный географический тип – мерзлотный карст [2,4].

Наиболее широко карстовые явления распространены на денудационном плато Мар-Кюель, расположенном в самой восточной части Сибирской платформы на территории Аимо-Учурского междуречья [10]. Площадь плато составляет около 1000 квадратных километров, более 80% которой занимает сплошная мерзлота. Нижняя граница многолетнемерзлых пород находится на глубине 200-400 м. Плато возвышается на 200-300 м над окружающим его сильно расчлененным низкогорным рельефом. Современные карстовые формы рельефа весьма разнообразны – обширные поля, воронки, полости, пещеры, подземные реки, огромные цирки на склонах сухих долин и крупные карстовые источники [5]. Они нередко имеют приуроченность к зонам линейной тектонической трещиноватости.

По наблюдениям в Восточной Сибири [3] наряду с плоскостными неглубокими каменными блюдцами в карстовых районах часто встречаются чашеобразные и конусообразные воронки. Глубокое промерзание легко растворимых горных пород (известняков, доломитов, гипса, каменной соли) и формирование многолетней мерзлоты препятствуют развитию поверхностного карста. Однако образование форм глубинного

карста оказывается возможным при наличии в таких породах отдельных горизонтов над- и межмерзлотных вод [4].

На плато Мар-Кюель карстовый рельеф формировался длительное время. Наиболее благоприятные для его развития условия на востоке и юго-востоке Сибирской платформы были в позднем кембрии–девоне, мелу–плиоцене и особенно в олигоцене [1]. За сотни миллионов лет природные условия этой территории не раз существенно изменялись. В мезозойское и большую часть кайнозойского времени климат был теплым с большим количеством атмосферных осадков. Вероятно, именно в это время образовались наиболее крупные карстовые формы рельефа – протяженные пещеры, обширные понижения – поля, подземные реки и огромные цирки на склонах широких долин. Теплый климат и обилие осадков обуславливали высокую активность растворения пород. Важным условием было также повышенное содержание в воде органических кислот за счет разложения растительных остатков, что придавало ей повышенную агрессивность.

В эпохи неоднократных похолоданий, происходивших в четвертичное время, наоборот, карстовые процессы замедлялись и, возможно прекращались совсем. Вершины хребта Кет-Кап, окаймляющего плато с севера, были покрыты ледниками, сползавшими по долинам горных рек почти до его подножья. Толщина льда местами достигала 300 метров. Значительную часть года вода находилась в замерзшем состоянии не только на поверхности, но и под землей. В этих условиях вода существовала лишь в небольшом слое протаявших грунтов, глубина которого была незначительной вследствие очень короткого и холодного лета. Очевидно, в это время могло происходить формирование лишь небольших по размерам воронок, желобов, ниш и карстово-денудационных останцов.

Наиболее распространенными на плато формами карстового рельефа являются воронки. Они обычно располагаются группами и имеют разные размеры. Самые маленькие из них измеряются первыми метрами. Более крупные воронки достигают в диаметре 40-60 метров и имеют глубину до 15 метров.

Карстовые воронки сосредоточены в основном в пологих понижениях плато. С удалением от них воронки постепенно исчезают. Это объясняется увеличением мощности грунтов и их суглинистым составом, которые на склонах понижений перекрывают толщу известняков. Интенсивность развития современного карста здесь резко падает из-за увеличения мощности льдистой, непроницаемой для воды, толщи рыхлых отложений, изолирующей известняки от поверхностных и надмерзлотных вод деятельного слоя.

Большинство воронок образуются в результате обрушения. Об этом свидетельствует наличие на дне воронок хаотического нагромождения крупных глыб. Обрушения происходят при образовании пустот на месте растворившихся под землей пород. Перекрывающий их пласт, не имея достаточной опоры, дробится по трещинам на части и падает вниз, образуя округлое понижение. На его дне обломки медленно растворяются дождевыми и снеговыми водами. Так воронка постепенно увеличивается в размерах.

Места расположения воронок часто совпадают с областями разрывных нарушений. Многолетняя мерзлота в таких случаях слабо препятствует инфильтрации и циркуляции подземных вод. Об этом свидетельствует увеличение дебита источников подземных вод в период выпадения обильных дождей [6].

Одной из особенностей воронок является их овальная (ладьевидная) форма, обусловленная высокой интенсивностью процессов растворения пород вдоль линейно

протягивающихся зон тектонической трещиноватости. Нередко к одному из удлиненных краев воронки подходит извилистая ложбина протяженностью несколько десятков метров, по которой во время ливней вода стекает в воронки. На их дне отчетливо выражены следы линейной эрозии. На участках с особо высокой степенью трещиноватости создаются наиболее благоприятные условия для образования ладьевидных воронок.

Но самыми впечатляющими образованиями, созданными с ведущим участием карстовых процессов, несомненно, являются огромные полуворонки, врезанные в склоны полей, а также долин, расчленяющих плато Маар-Кюель. Они своей формой напоминают ледниковые кары, но в отличие от них расположены не на вершинах гор, а в нижних частях склонов широких долин. Размеры этих карстовых форм рельефа превышают 500 м, а крутые, частично отвесные стенки в их тыловых частях достигают высоты 200 м. В современных суровых условиях, характерных для этой территории, в их развитии сочетаются карстовые и гравитационные процессы. Вода, растворяя породы у подножья склона, создает и поддерживает крутые, местами отвесные, склоны. В процессе разрушения горных пород, образующиеся обломки время от времени падают вниз, где подвержены медленному растворению во время таяния снега или выпадения дождей.

На дне слепых широких с пологими склонами долин (полей) разбросаны протяженные цепочки карстовых озер. Они выделяются весьма причудливо изрезанной береговой линией. Особенно живописна группа озер Северный Мар-Кюель. Здесь находится несколько десятков мелководных водоемов, соединенных между собой различными по форме и ширине протоками. Наиболее крупное из озер – Константиново имеет площадь около 7 кв. км. По соединяющим озера протокам вода перетекает через всю озерную систему и севернее их образует реку Ардыах, которая через 15 км исчезает, уходя в глубокие карстовые полости. На плато имеются другие такие же слепо заканчивающиеся водотоки с достаточно развитой речной сетью.

Вода с плато Мар-Кюель по подземным карстовым полостям стекает к его южному и юго-восточному краям. Она образует в расчленяющих плато долинах рек мощные источники или рассредоточенные выходы подземных вод, формирующие по периферии плато многочисленные наледы протяженностью до 10 км и толщиной льда более 5 м (Федоров, 1979). Особенно значителен по размерам исток подземной реки в долине реки Сэлиндэ. На крутом склоне несколько выше подножья огромной воронки из-под земли появляется мощный поток, вливающийся в реку Сэлиндэ в нескольких километрах ниже места своего появления. Даже зимой сток не прекращается, в результате чего в долине образуется обширная наледь протяженностью 8 км и толщиной льда к концу зимы до 10 м. Она впервые была исследована А.Ф. Миддендорфом в 1844 г. [7].

Подземные реки и полости плато Мар-Кюель еще слабо изучены. Их общая протяженность может составлять сотни километров на разной глубине от земной поверхности. И вполне вероятно, что в этом районе могут быть обнаружены новые подземные карстовые образования значительных размеров.

Плато Мар-Кюель уникально не только как геологическое образование или особый геоморфологический ландшафт. Это своеобразный, сложный и практически неизученный природный комплекс, имеющий такую же значимость как гейзеры Камчатки, кладбище динозавров в Монголии или каньоны реки Колорадо. На территории плато необходимо создать национальный геологический заказник, где хозяйственная деятельность должна быть ограничена и осуществляться под контролем природоохранных органов и

региональной геологической службы. Однако уже сейчас следует придать статус памятников природы некоторым отдельным живописным ландшафтам, уникальным озерам, выразительным карстовым воронкам и причудливым останцам.

Литература

1. *Берсенев Ю.И.* Карст Дальнего Востока. М.: Наука, 1989. 172 с.
2. *Гвоздецкий Н.А.* Карст. Природа Мира. М.: Мысль, 1981. 350 с.
3. *Коржуев С.С., Николаев С.С.* Типы мерзлотного карста и некоторые особенности его проявления (на примере Среднего Приленья Патомского нагорья) //Изв. АН СССР. Серия геогр., 1957. № 6. С. 33-46.
4. *Куницкий В.В.* Карбонатный карст в многолетнемерзлых породах //Наука и техника в Якутии. 2008, № 2 (15). С. 96-100.
5. *Махинов А.Н.* Карстовый рельеф плато Мар-Кюель//Теория геоморфологии и ее приложение в региональных и глобальных исследованиях. Иркутск: ИЗКСОРАН, 2010. С. 197-199.
6. *Махинов А.Н., Махинова А.Ф.* Особенности русловых процессов рек карстовых районов в условиях многолетней мерзлоты (плато Мар-Кюель, Хабаровский край) //Труды VI конференции «Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей. М.: ИВП РАН, 2004. С. 424-425.
7. *Миддендорф А.Ф.* Путешествие на север и восток Сибири. Ч. 1. Север и восток Сибири в естественно-историческом отношении. СПб.: Изд-во ГеоГраф, 2004. 922 с.
8. *Федоров А.М.* Карст и наледи плато Мар-Кюель (Аимо-Учурское междуречье) //Исследование наледей. Якутск: Изд-во ИМ СО АН СССР, 1979. С. 114-121.
9. *Щукин И.С.* Общая геоморфология: В 3 т. М.: Изд-во Моск. ун-та. Т. 2. 1964. 564 с.
10. *Makhinov A.N.* Karst relief of permafrost rock areas in the North-East Siberia//7-th International Conference on Geomorphology, Melbourne, Australia, 2009.

ГЕОМОРФОСИСТЕМЫ ЯПОНО – ОХОТОМОРСКОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ КАК ЯВЛЕНИЕ ТРАНСГРАНИЧНОГО ЭНЕРГОМАССООБМЕНА КОНТИНЕНТ – ОКЕАН

Мельниченко Ю.И., Осипова Е.Б., Леонова Т.Д., Обжиров А.И., Шакиров Р.Б.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
yumel@poi.dvo.ru*

Геоморфологическую систему (ГМС), согласно представлениям Э.А. Лихачевой и Д.А Тимофеева, составляет комплекс находящихся в связи элементов рельефа земной поверхности (морфологических структур) и создающих и преобразующих их процессов, реагирующих на внешние воздействия со стороны окружающей природной и, что важно, социально-экономической среды [6]. Находясь во взаимосвязи с граничными ГМС они приобретают черты свойственные этим системам – эффект естественной трансграничности [3]. Как важный фактор устойчивого социально-экономического

развития территорий эти отношения (связи), которые и есть средства передачи энергии и вещества (процессы энергомассообмена), необходимо четко представлять.

Японо-Охотоморская окраина Азии, как сегмент Западно-Тихоокеанской мегазоны перехода континент – океан, включает комплекс морфоструктур, связанных с границами этих двух элементов первого порядка [2, 7, 8]. Они составляют структуру ГМС Японского и Охотского морей. Последние, в свою очередь, разделены Хонсю-Сахалинский островной системой, составного звена трансрегионального Япономорского линеамента. Встречные движения литосферных блоков Тихого океана (северо-запад), Охотского моря (запад) и континентального Амурского (юго-восток) способствуют их тектоническим деформациям, которые в пограничных зонах проявляются в трансформации рельефа поверхности земной коры.

Здесь (рис. 1) по данным механико-математического моделирования [9] приведены контурный и векторный графики распределения интенсивности возможных деформаций северного замыкания Японского моря на дневной поверхности и на глубине 80 км на границе с Охотским морем. Очевидно совпадение расположения областей с выраженными структурными особенностями рельефа (рис. 2). В центральной части появляется поднятие, по диагонали имитирующее горный свод Сихотэ-Алиня. Наблюдаются общие закономерности распределения результирующего деформирования в слое, моделирующем литосферу. По графикам видно, что самая активная область интенсивности деформирования до 0.82 (светлая) выражена на глубине и распространена на значительной большей части области (более 90%), а на дневной поверхности имеется ее проекция в развернутом виде. Дневная поверхность свободна от нагрузки, поэтому максимальное значение интенсивности деформаций возрастает (0.85). При этом распространение областей с меньшей способностью к деформированию расширяется, особенно в центральной части поднятия. Таким образом, на поверхности земной коры сформированы структуры, способность которых к деформированию, а значит, к естественному тектоническому изменению в основном снижена. Но при этом сохраняется область (правее поднятия при $136^0 \leq \lambda \leq 139^0$ в.д.) с наибольшей интенсивностью и способностью к деформированию.

Векторный график градиентов (рис. 2) демонстрирует структурный рисунок рельефа. Он оказывается разным для впадины Татарского пролива, Центральной котловины Японского моря, горных систем Сихотэ-Алиня и Хоккайдо-Сахалинского тектонического шва. В поле градиентов выделяются кольцевые, аркогональные и линейные протяженные структуры. Они свидетельствуют о разнонаправленном течении коромантийных масс, которые в рельефе поверхности земной коры отражаются в форме линеаментов.

Сеть линеаментов полностью перекрывает земную поверхность региона [10]. Они связывают ГМС в единую структуру и, с другой стороны, формируют их границы. В рельефе земной поверхности, как показывают материалы геологических исследований, они отражают регматическую сеть разломов Земли. В Японо-Охотоморском регионе разломные дислокации образуют несколько региональных сквозных трансструктурных систем: субмеридиональную, субширотную, северо-западную и субширотную “азиатскую” [2]. Они заложились в основном в докембрии и формируют мантийную подвижную раму, в пределах которой в периоды тектонической активизации Земли происходит разуплотнение тектоносферы. В результате зоны разломов превращаются в

каналы, где происходит миграция коромантийных масс, а также нефти и газа в земной коре. Энергетически наиболее активными становятся узлы их пресечения. На поверхности они проявляются в изометрических морфоструктурах центрального типа [7, 8]. Часто они отражают результаты вулканотектонических движений и становления интрузивных куполов различной иерархии. В узлах пересечения разнонаправленных разрывных нарушений на поверхности формируются газогрязевые вулканические структуры [12].

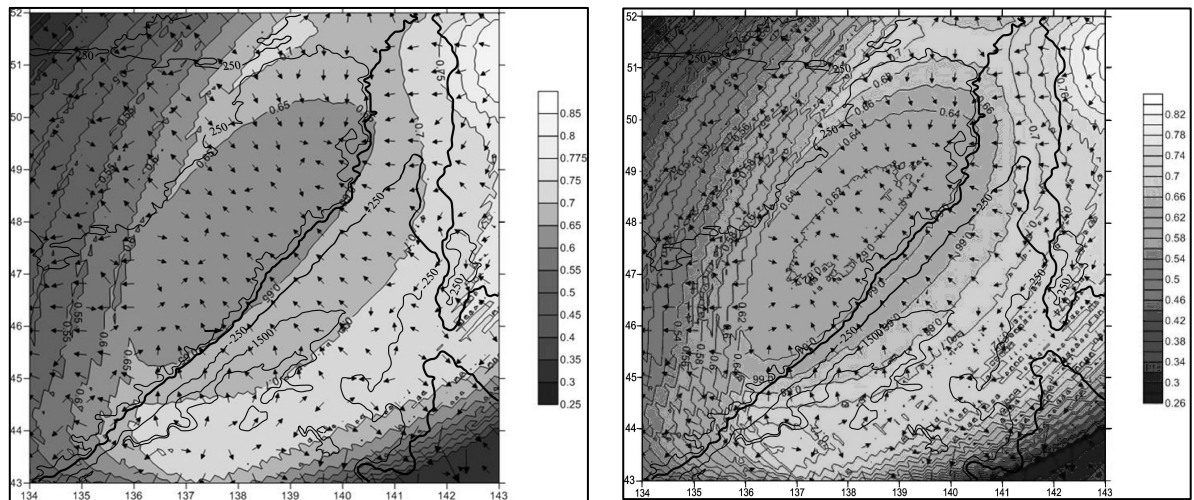


Рис. 1. Контурный и векторный графики распределения интенсивности возможных деформаций зоны $43^{\circ} \leq \varphi \leq 52^{\circ}$ с.ш., $134^{\circ} \leq \lambda \leq 143^{\circ}$ в.д. по данным механико-математического моделирования на дневной поверхности при $\rho=6371$ км (слева) и на глубине 80 км при $\rho=6291$ км (справа).

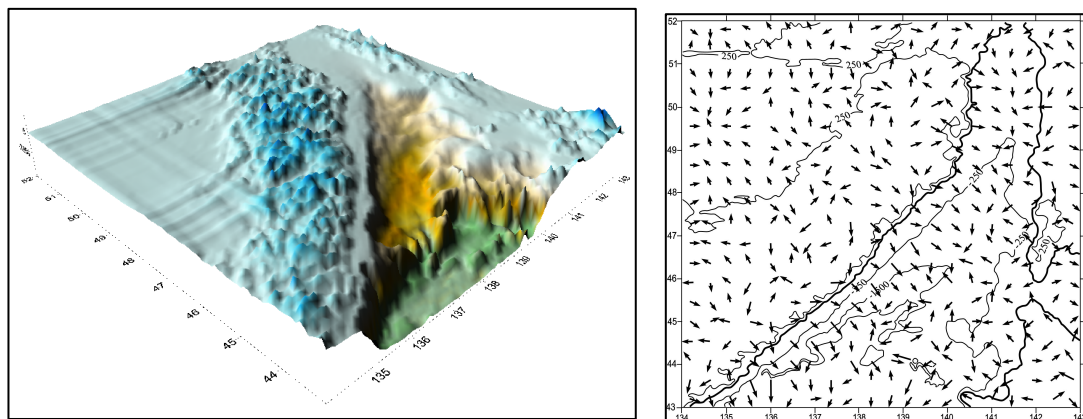


Рис. 2. График сглаженного рельефа северного замыкания Японского моря ($43^{\circ} \leq \varphi \leq 52^{\circ}$ с.ш., $134^{\circ} \leq \lambda \leq 143^{\circ}$ в.д.) по данным цифрового моделирования ETOPO2' (слева) и векторный график градиентов рельефа (справа) в формате моделирования SURFER.

Исследование модели трехслойной тектоносферы на основе движения среды под действием локального разуплотнения удовлетворительно согласуется с реконструкциями структурно-вещественной эволюции региона [1, 13]. Разломы определяют и развитие экзогенных форм рельефа в геоморфосистемах прибрежного шельфа [4, 5]. Таким образом, тектонические нарушения являются важным энергетическим источником формирования и функционирования геоморфосистемы региона, служат зонами трансграничного обмена коромантийных масс, что обуславливает развитие геоморфоструктуры дна Японского и Охотского морей.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 15-05-06638). Авторы выражают признательность Т.Л. Крюковой за техническую помощь в оформлении графических приложений.

Литература

1. *Безверхний В.Л., Осипова Е.Б.* О возможном механизме инверсии вертикальных движений литосферы тыловодужных бассейнов Западно-Тихоокеанского региона // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. №2. С. 27-35.
2. *Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Мельниченко Ю.И. и др.* Связь сейсмической активности с тектоническими и вулканическими структурами Япономорской части Западно-Тихоокеанской мегазоны перехода континент-океан // Литосфера. 2014. № 6. С. 3-21.
3. *Коломыц Э.Г.* Ландшафтные исследования в переходных зонах (методологический аспект). – М: Наука. 1987. 117 с.
4. *Леонова Т.Д.* Геоморфология шельфа Западного Приохотья // Геоморфология. 2010. № 1. С. 51-58.
5. *Леонова Т.Д., Валитов М.Г., Мельниченко Ю.И., Колпащикова Т.Н.* Геоморфология шельфа центральной части Восточно-Корейского залива. // География и природные ресурсы. 2014. №2. С. 140-148.
6. *Лихачева Э.А., Тимофеев Д.А.* К определению сущности ГМС // Геоморфология. 2009. №4. С. 3-5.
7. *Мельниченко Ю.И., Крюкова Т.Л.* Неоднородности фундамента Охотского моря. // Вопросы геоморфологии и тектоники Западной Пацифики. – Владивосток: Дальнаука, 2003. С. 101-108.
8. *Мельниченко Ю.И.* Морфотектоника морей северо-западной окраины Тихого океана. // Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук. – Владивосток. 2003. 23 с.
9. *Осипова Е.Б.* Конечные деформации и устойчивость равновесия сжимаемого упругого полого шара при следящем внутреннем давлении// Физическая мезомеханика.- Т. 12, N 6.- 2009.-С. 79-86.
10. *Сигова К.И.* Линеаменты разломных деформаций Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. // Вопросы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. – Владивосток: ДВО АН СССР. 1990. 112 с.
11. *Цифровая модель рельефа ETOPO2* (National Geophysical Data Center, 1988). http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi
12. *Шакиров Р.Б., Обжиров А.И.* Морфотектонический контроль потоков метана в Охотском море. // Подводные исследования и робототехника. 2009. №1. С. 31-39.
13. *Osipova E. B., Melnichenko Y. I, S'edin V. T.* Volcano-tectonic Deformations and Japan Sea Basin Geodynamics // 5th PEACE Workshop, 11-12 Sept., 2010, Gangneung, Korea. Proceeding of PEACE. Gangneung, Korea. P. 227-234.

МОРФОСТРУКТУРНЫЙ ПАРАДОКС ЛАГУНЫ СИВАШ, АЗОВСКОЕ МОРЕ

Мысливец В.И.

МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
myslivets@yandex.ru

Введение. Лагуна Сиваш протягивается вдоль западного берега Азовского моря, от которого ее отделяет крупный бар – Арабатская стрелка, длиной около 112 км. Лагуна состоит из трех участков: северного (с продолжающими его на запад озерами), протянувшегося в широтном направлении на 80 км, суженного среднего, шириной 3-5 км, и южного, шириной с запада на восток около 27 км. Причудливые очертания лагуны определяются тектоническим фактором. Наложенная новейшая впадина Азовского моря в своей западной части сечет вкрест простираения с юга на север Индольскую впадину Индоло-Кубанского прогиба, западное продолжение Азовского вала – Нижнегорскую седловину и Геническую депрессию с Балашовским выступом на севере. Наиболее активно из этих структур опускается Индольская впадина, где, однако, ширина лагуны не максимальна. Ее сужение приурочено к Нижнегорской седловине и Стрелковому поднятию. Наименьшие прогибания отмечены в северной части, где ширина лагуны и продолжающих ее озер максимальна. В этом и заключается морфоструктурный парадокс Сиваша: почему области наибольших прогибаний соответствует не самая широкая часть лагуны, хотя в целом, как видно, ее контуры определяются тектоникой. Поиску ответа на этот вопрос посвящена настоящая статья.

Материалы и методы. Основным методом исследования был анализ космических снимков, крупномасштабных карт, геологических и гидрологических данных, тектонических построений, литературного материала, результатов собственных наблюдений.

Результаты исследований. Арабатская стрелка. Крупнейшая на Азовском море аккумулятивная форма имеет ширину от 0,3 на юге до 12,5 км на севере и состоит из двух типов поверхности, различающихся по морфологии и геологическому строению. Первый тип – останцы коренной равнины, сложенные лессами четвертичного возраста. Они сосредоточены в северной части Арабатской стрелки и приурочены преимущественно к лагунному берегу. Скорости их размыва достигают 0,1-0,5 м в год [6]. Второй тип – поверхности недавней и современной волновой аккумуляции. Генетически Арабатская стрелка является баром, так как слагающий ее материал поступает со дна.

По морфологическим и геологическим особенностям выделяются три участка [7]. Северный, протяженностью 35 км, характеризуется значительной шириной, присутствием останцов древней суши, сложенных палево-коричневыми суглинками мощностью до 18 м. Высота берегового вала около 2 м. Мощность песчано-ракушечной толщи достигает 9 м; она подстилается континентальными суглинками. Центральный участок протягивается на 50 км. Высота берегового вала увеличивается до 5 м. Мощность аккумулятивных отложений стрелки здесь уменьшается до 4-7 м; они залегают на древнеазовских илах. Южный участок, длиной около 25 км, наиболее узкий; высота берегового вала около 3 м; мощность аккумулятивного тела увеличивается до 12 м, и оно с размывом залегают на лессовидных суглинках.

С.И. Варущенко и Г.А. Сафьянов [2] выполнили структурно-геоморфологический анализ Арабатской стрелки и показали, что три ее части различаются не только по морфологии, но также по возрасту и положению относительно тектонических структур. Наиболее молодой они считают южную часть, приуроченную к зоне прогибания. В средней части на существование поднятий указывает увеличение количества береговых валов, а в северной – останцов древней суши.

Несколько раз предпринимались попытки оценить скорости современных движений земной коры. По данным Ю.П. Хрусталева и Ф.А. Щербакова [5], наименьшие скорости опусканий от -1 до -2 мм в год отмечены для северной части, от -2 до -3 мм – в средней и более -3 мм в южной части. Наиболее древние радиоуглеродные датировки материала косы получены в районе поднятия Стрелкового и составляют 6,5-5 тыс. лет [1].

Морфология и типы берегов Сиваша. По характеру очертаний выделяются Западный Сиваш от Перекопского перешейка до п-ова Кок-Сокал, Средний Сиваш до Чонгарского п-ова, Восточный Сиваш до Арабатской стрелки и Генического пролива, Шакалинское сужение и Южный Сиваш.

Южный Сиваш по степени расчлененности береговой линии резко отличается от северной части лагуны. Так, длина береговой линии Западного и Среднего Сиваша, включая острова, составляет 1195 км, а коэффициент изрезанности равен 11 [4]. Для Восточного и Южного Сиваша вместе он равен 6,6, но, учитывая большую изрезанность берегов Восточного Сиваша, для Южного он будет намного меньше.

Анализ морфологии и расчлененности берегов позволяет выделить следующие их типы. Во-первых, ингрессионные берега, где мысы – «тюпы» - разделяют затопленные устья балок и небольших рек, включая древние долины. Второй тип очень характерен для побережий Западного, Среднего и Восточного Сиваша, сложенных лессовидными суглинками. На побережье Крыма он встречается редко. Среди чрезвычайно изрезанной, неправильных очертаний, береговой линии встречаются округлые заливы диаметром порядка 1-3 км. Это – затопленные западинные формы, распространение, строение и происхождение которых в южной части Украины детально изучено [3]. Очень хорошо эти формы выражены в северной части Арабатской стрелки, на побережьях коренного останца, образующего полуостров Семеновский Кут.

По размерам они разделяются на небольшие (первые сотни метров в поперечнике) степные блюдца и более крупные, до нескольких километров, поды. По очертаниям преобладают овальные формы, но на побережьях Сиваша и Молочного лимана могут быть и меридионально вытянутые образования. По происхождению первоначально образование замкнутых западин было связано с термокарстовыми процессами; некоторые из таких форм являются эмбриональными аласами. Дальнейшая эволюция подов включала расширение, слияние в более крупные образования и происходила под воздействием комплекса процессов. Южная их граница проходит на широте Перекопского перешейка [3].

Третий тип берегов образован аккумулятивными формами недавнего или современного происхождения. Кроме большей части лагунного берега Арабатской стрелки, к таким образованиям можно отнести пересыпи в западной части Южного Сиваша, отделяющие от акватории лагуны ветровые осушки. Наиболее протяженная из них имеет в длину более 8 км и перегораживает Алексеевский залив. Четвертый тип

берегов образуют так называемые «засухи» – ветровые или сгонно-нагонные осушки, поднимающиеся над уровнем воды иногда на 0,1-0,2 м.

Обсуждение результатов. Приведенный материал указывает на отчетливые различия в природе северной части лагуны и Южного Сиваша. Южный Сиваш развивается в условиях выраженного прогибания Индольской впадины, продолжающегося до настоящего времени и в значительной степени компенсируемого осадконакоплением. Об этом свидетельствуют самые большие для восточной ветви Сиваша мощности илов, составляющие 15 м, максимальные глубины – более 3 м, наличие крупной осушки – Алексеевской «засухи» в вершине этого залива, общие очертания берегов, совпадающие с контурами области новейшего прогибания впадины. Об этом же свидетельствует и морфология южной части Арабатской стрелки, и результаты оценки современных движений земной коры, сделанные в разное время, разными авторами и разными методами.

Расположенный севернее выступ Крымского полуострова, Шакалинское сужение и средняя часть Арабатской стрелки соответствуют Азовскому валу с Тимашевской ступенью, его западному продолжению – Нижнегорской седловине и существенно отстают в прогибании, а на участках локальных поднятий, возможно, испытывают некоторое воздымание. Об этом говорят не только морфологические особенности, но и поднятый выше уровня моря разрез голоцена средней части Арабатской стрелки.

Восточный Сиваш приурочен к Генической впадине, испытывающей слабое погружение. Однако Средний Сиваш, от п-ова Кок-Сокал до п-ова Чонгарский, пространственно совпадает с Балашовским выступом южного края Восточно-Европейской платформы, где поверхность фундамента поднимается с 4 до 2 км. Балашовский выступ, таким образом, имеет обращенное выражение в рельефе – ему соответствует не возвышение, а понижение Среднего Сиваша, хотя и с самым крупным в лагуне Чонгарским полуостровом. Судя же по мощности илов – до 15 м, наиболее заметно в конце голоцена прогибался Западный Сиваш.

Осадконакопление в озере на месте Западного Сиваша началось во втором тысячелетии до нашей эры [4]. Продолжавшийся подъем уровня моря, сопровождавшийся интенсивным разрушением береговых обрывов, привел к слиянию отдельных бассейнов в единый водоем. Если скорость осадконакопления в Южном Сиваше не сильно отличалась от других районов, то, судя по мощности илов, морские условия там сложились 3-4 тыс. лет назад.

Характерно, что продвижение береговой линии происходит в условиях как положительных, так и отрицательных тектонических структур. Следовательно, определяющими в этом процессе оказываются внешние факторы.

Семиаридные условия, существующие сейчас в этом регионе, в прошлом могли быть более аридными. При повышении уровня моря поды, оказывающиеся в зоне воздействия вод, преобразовывались в лагуны с разрушающимися берегами, заиливались, покрывались коркой солей и трансформировались в солончаки. К преобразующим их процессам добавлялась дефляция; на время они превращались в котловины выдувания.

Разрушение лессовых обрывов особенно интенсивно происходит при нагонных повышениях уровня, которые типичны для Сиваша. Высота нагонов составляет до 1,2 м; до строительства дамб в северной части она достигала 2 м. Рапа, имеющая высокую соленость (от 4 до 20%), проникает в микротрещины клифов и испаряется.

Кристаллизующаяся при этом соль разрушает суглинистые породы, что облегчает деятельность обвально-осыпных процессов и абразии. Пляжеобразующей фракции эти породы содержат очень мало; в результате не образуется пляж, который мог бы защищать берег. Причерноморская равнина и по характеру рельефа, и по составу слагающих пород оказалась весьма уязвимой для наступающих морских вод. По нашему мнению, это главная причина столь далекого продвижения на запад сивашских заливов и объяснение морфоструктурного парадокса Сиваша.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 12-05-01052а.

Литература

1. *Баландин Ю.Г., Трацук Н.Н.* Колебания уровня моря в голоцене и их отражение в строении литифицированных ракушечных отложений Арабатской косы Азовского моря // Изменения уровня моря. М.: Изд-во Московского ун-та, 1982. С. 227-237.
2. *Варущенко С.И., Сафьянов Г.А.* Структурно-геоморфологический анализ Арабатской стрелки на Крымском полуострове / Мат-лы Харьковского отдела Географического об-ва Украины. Вып. XI. М.: Недра, 1974. С. 76-80.
3. *Молодых И.И.* Грунты подов и степных блюдец субаэрального покрова Украины (гидрогеологические и инженерно-геологические особенности). Киев: Наукова думка, 1982. – 220 с.
4. *Стацук М.Ф., Супрычев В.Л., Хитрая М.С.* Минералогия, геохимия и условия формирования донных отложений Сиваша. Киев: Наукова думка, 1964. 174 с.
5. *Хрусталеv Ю.П., Щербаков Ф.А.* Позднечетвертичные отложения Азовского моря и условия их накопления / Ростов-на-Дону, 1974, 112 с.
6. *Шуйский Ю.Д.* Природа Арабатской стрелки на западном побережье Азовского моря / Екологія довкілля та безпека життєдіяльності. № 4, 2007. С. 31-43 (укр.).
7. *Щербаков Ф.А.* К истории развития северного и западного побережий Азовского моря в связи с образованием прибрежно-морских россыпей // Новые исследования берегов морей и водохранилищ. Тр. Океанографич. комиссии АН СССР. Т. XII. 1961. С. 17-29.

ДЕЛЬТЫ ПРОЛИВОВ У О. СЕНГЕЙСКИЙ (БАРЕНЦЕВО МОРЕ)

Мысливец В.И., Репкина Т.Ю., Шипилова Л.М.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
myslivets@yandex.ru, t-repkina@yandex.ru, lm-shipilova@rambler.ru*

Дельты проливов в аккумулятивных формах, отгораживающих лагуны от открытого моря, встречаются на берегах Черного, Азовского, Каспийского, арктических, дальневосточных морей и в других районах. Известные исследования таких дельт выполнены на атлантическом побережье США [8]. Дельта пролива описана в лагуне Буссе на Сахалине [2], в районе Генического пролива лагуны Сиваш Азовского моря [5]. В южных морях и некоторых других районах это преимущественно сгонно-нагонные образования, а в морях западной Арктики и Дальнего Востока - как правило, формы

приливно-отливного генезиса. Практическое значение изучения дельт проливов связано с их ролью в строении и динамике лагун, которые используются в различных хозяйственных целях (марикультура, добыча соли, транспортное освоение береговой зоны и т.д.). Теоретический интерес проливные дельты представляют как индикаторы поступления материала в береговую зону. Выяснение стадий развития дельт способствует созданию общей картины эволюции берега. Решению указанных проблем на примере проливных дельт у берегов о. Сенгейский (южное побережье Баренцева моря) посвящена настоящая работа.

Анализ строения дельт выполнен на основе дешифрирования космических снимков (КС) <http://www.scanex.ru/ru/data/default.asp?submenu=quickbird&id=index> (разрешение 0.7 м, съемка 26 июня, 1 и 6 июля 2004 г.), размещенных в [7] и топографических карт масштаба 1:200000 (ситуация на 1984 г.). Результаты дешифрирования сопоставлены с данными полевых наблюдений одного из авторов на ЮВ Баренцева моря (о. Песяков - м. Медынский Заворот), а также фотоснимками проекта Panoramio [7].

Остров Сенгейский расположен на южном берегу Поморского пролива, северный берег которого образует о. Колгуев. Южное побережье пролива представляет собой чередование участков современной аккумуляции, абразионных и термоабразионных берегов, иногда с примкнувшей современной террасой. Ледяной припай, препятствующий воздействию ветровых волн на берег, образуется в ноябре и полностью исчезает мае-июне. Однако припай неустойчив, а в акватории Поморского пролива всю зиму сохраняется полынья. Поэтому воздействие волнения может ощущаться и в зимние месяцы. По материалам метеостанции Сенгейский Шар [4] ветровое волнение характеризуется преобладанием волн высотой до 0.5 м (повторяемость около 68% в год). Повторяемость волн высотой 1-4 м - 13.6%. Максимальная высота волн достигала 5.0 м (23. 9.1988 г.). Штормовые месяцы – август-ноябрь. Приливы в этой части Баренцева моря мелководные полусуточные, амплитудой до 1 м. Характерная особенность таких приливов – неравенство приливных и отливных скоростей. Оно возникает потому, что отлив длится дольше прилива. В результате несущая способность приливного течения выше, чем при отливе. Приливная волна заходит в Поморский пролив с ЮЗ [3]. Сгонно-нагонные колебания уровня соизмеримы или превосходят приливные. Максимальная высота подъема уровня в нагон достигала в районе о. Сенгейский 2.7 м (16.10.1986) [4]. Высокая волновая активность определяет транспорт наносов и на открытых берегах участка; формирование дельт проливов связано с деятельностью приливно-отливных и сгонно-нагонных явлений.

Плановые очертания о. Сенгейский напоминают слабо выгнутую к северу дугу. Длина острова (без примкнувших аккумулятивных форм) – более 20 км, ширина – от 4 до 5 км. От материковой части о. Сенгейский отделен одноименным проливом, максимальная ширина которого составляет 7,5 км. Основную часть острова образует террасовидная поверхность с отметками 20-28 м. В районе выпуклого перегиба берега сохранился останец более высокой (до 50 м), поверхности. Как и на прибрежной низменности эти уровни представляют собой расчлененные процессами термоденудации образования средне-позднеплейстоценового возраста, сложенные преимущественно глинистыми отложениями с включениями валунов [3]. По периферии острова развита терраса высотой 10-13 м, в строении которой пески принимают большее участие. На о.

Варандей возраст террасы такой высоты относят [1] к концу позднего плейстоцена – раннему голоцену.

«Древнее ядро» острова отчетливым уступом отделено от примыкающих с мористой стороны морских террас высотой от 1,5 до 5 м, в различной степени переработанных термокарстовыми и эоловыми процессами и окаймленных с мористой стороны поясом авандюн. Морской генезис террас отчетливо определяется по их морфологии. На севере острова это примкнувшая аккумулятивная терраса с перевеянными береговыми валами и переработанными термокарстом межваловыми понижениями. Ее ширина уменьшается от 1 км в районе выпуклого перегиба берега до 0.1 км в дисталях «древнего ядра» острова. В тылу террасы, вдоль изъеденного термоэрозионными оврагами уступа высоких террас, протягивается цепочка удлиненных озер, разделенных конусами выноса оврагов. Вероятно, озера представляют собой остатки лагуны, отчлененной в ходе формирования террасы.

В дисталях «древнего ядра» острова, причлененная терраса переходит в свободные аккумулятивные формы (косы-бары), отгораживающие входы в Сенгейский пролив (проливы Верхний Шар на западе и Нижний Шар на востоке). Аналогичные формы развиты и на противоположных берегах Верхнего и Нижнего Шара. Длина аккумулятивных форм в проливе Нижний Шар – 12 км, ширина – 1-2 км. В их тылах сформировались 2 уровня лайды (абс. отметки 1 – 2,5-3 м), граница между которыми отчетливо видна на КС. На СВ берегу Нижнего Шара поверхность морской террасы снижена и расчленена промоями. Конфигурация береговых валов позволяет выделить два этапа смещения устья пролива.

Длина аккумулятивных форм в проливе Верхний Шар- более 10 км, ширина – 0,5-0,8 км. На восточном берегу в их фронтальной части сохранился небольшой (1,5х0,3 км) вытянутый вдоль берега останец более высокой террасы. С ЮЗ и СВ он ограничен отмершими проливными дельтам. Восточная из них, меньшая по площади (~ 1,7 км²), заполняет угол между коренным берегом о. Сенгейский и останцом. Западная (~ 15,1 км²), отделяет останец от перевеянной поверхности косы-бара. В строении древних дельт по морфологии, характеру переработки вторичными процессами и растительности выделяются 3 зоны. Центральная, наиболее высокая, узким (около 0,2 км) горлом открывающаяся к морю, представлена валами, веером расходящимися от оси палеопролива. Валы частично перевеяны, с редкими термокарстовыми озерами. Понижения между ними заболочены, заняты озерами, контуры которых изменены термокарстом. С мористой стороны ось западного пролива, вероятно, подновляется во время нагонов. Со стороны пролива Сенгейский дельты образованы двумя низкими поверхностями. Верхняя из них (высоты около 2 м) расчленена термокарстовыми озерцами и затопливается только при высоких нагонах. Наиболее низкая мало затронута термокарстом, и, судя по направленным вниз по уклону широким ложбинам стока, находится под влиянием приливо-отливных колебаний. На о. Варандей такой облик имеют поверхности низкого уровня лайды с абс. отметками до 1,1-1,5 м. Возраст отмерших проливных дельт, вероятно, несколько древнее возраста низкой лайды, который на о. Варандей по единичной датировке оценивается в 350-400 лет [6].

Механизмы отчленения Сенгейского пролива могут быть восстановлены путем анализа современной морфолитодинамической ситуации. На открытом берегу в строении береговой зоны выделяются: 1) подводный береговой склон с вдольбереговыми валами

(4-5 валов – на западе и в центре о. Сенгейский; 8-9 – на востоке); 2) регулярная песчаная осушка шириной 70-100 м; 3) песчаный пляж (ширина на западе и в центре участка – 25-30 м, на востоке – до 80-90 м). На западных берегах проливов Верхний и Нижний Шар на уровнях осушки и пляжа развиты косы, продолжающие простираение берега. На восточных берегах они развернуты внутрь проливов и находятся, в основном, на уровне осушки. Строение аккумулятивных форм указывает на преобладание вдольбереговых потоков наносов с ЮЗ на СВ при наличии встречных потоков, значительную роль поступления наносов с подводного берегового склона, их устойчивую аккумуляцию у западных берегов проливов, большую на востоке участка. Современные проливные дельты вдавлены в акваторию Сенгейского пролива. Западная дельта шириной ~4,5 км и длиной ~3,5 км имеет более простое плановое строение. Ее поверхность расчленена двумя изогнутыми против часовой стрелки руслами длиной 4-6 км, ограничивающими веерообразный сегмент дельты. С мористой стороны дельта осушенная, а со стороны Сенгейского пролива представлена цепочкой низменных островов (марш и низкая лайда, абс. отметки до 1,1-1,5 м). Судя по морфологии дельты, основной объем наносов поступает из открытой акватории на фазе прилива. Второй сегмент дельты прижат к восточному берегу пролива и также связан с приливными течениями. Более широкий (2,5 км) пролив Нижний Шар занят осушенной проливной дельтой, лишь единичные и небольшие (до 0,3х0,2 км) фрагменты которой выше уровня моря в прилив. Дельта имеет сложное лопастное строение, расчленена системой крупных меандрирующих протоков. Накопление наносов связано как с приливными (в основном), так и с отливными течениями. Таким образом, пролив Верхний Шар практически тампонируется косой, нарастающей с ЮЗ за счет разгрузки вдольберегового потока наносов, и проливной дельтой. Его существование поддерживается высокими скоростями течений в узком канале стока. Пролив Нижний Шар находится в стадии заполнения. Сходные механизмы действовали и на предшествующих этапах замыкания проливов. Твердый сток впадающих в Сенгейский пролив небольших рек, скорее всего, не оказывал значимого влияния на развитие проливных дельт. Большая часть аллювия оседала в устьях, наращивая дельты выдвигания; а более тонкий материал – во внутренней акватории пролива.

Таким образом, в районе о. Сенгейский установлено существование нескольких генераций дельт проливов. Древние дельты, расположенные к западу от острова, формировались в узких проливах под действием приливов и нагонов. В настоящее время их поверхность освоена растительностью, почвообразованием, термокарстовыми и эоловыми процессами и в результате имеет зональное строение, причем самая нижняя зона находится в пределах воздействия приливо-отливных и сгонно-нагонных колебаний уровня. Восточнее острова заполнение пролива происходило при большем участии вдольбереговых и поперечных потоков наносов открытого моря. Различия динамики проливов Верхний и Нижний Шар присутствуют и в настоящее время и связаны с первичным расчленением берега и мелководья, направлением подхода приливной волны и неравномерностью волновой нагрузки. Современные дельты проливов только частично являются надводными образованиями. Надводные части представляют собой низменные поверхности, часто затопляемые и практически не освоенные растительностью и вторичными процессами.

Для продолжения исследований требуются измерения скоростей приливно-отливных и сгонно-нагонных течений как к берегу, так и в море. Необходимо выяснить

особенности их деятельности под припайным льдом. Это позволит разработать адекватные модели.

Работы поддерживались проектами РФФИ 13-05-324а и 13-05-126а.

Литература

1. Авенариус И.Г., Ермолов А.А., Мысливец В.И., Репкина Т.Ю. Рельеф и некоторые аспекты палеогеографии позднего валдая - голоцена в районе о. Варандей (Баренцево море) // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перелетания. Кн. 1. Апатиты: КНЦ РАН. 2001. С. 135-147.
2. Бровко П.Ф. Развитие прибрежных лагун. Владивосток. ДВГУ, 1990, 148 с.
3. Геоэкологическое состояние арктического побережья России и безопасность природопользования. М.: ГЕОС, 2007. 585 с.
4. ЕСИМО. Атлас "Климат морей России и ключевых районов Мирового океана. Баренцево море". (<http://www.esimo.ru/atlas/Bar/>).
5. Мысливец В.И., Шипилова Л.М. Дельта пролива Тонкого залива Сиваш Азовского моря // Береговая зона: Взгляд в будущее. Т.1. М.: ГЕОС, 2014. С.103-105.
6. Огородов С.А., Полякова Е.И., Каплин П.А. Эволюция береговых баров Печорского моря // Доклады Академии наук, 2003, том 388, №3, с. 392-394.
7. Google Планета Земля (<http://www.google.com/earth/>).
8. Oertel G.F., Leatherman S.P. Barrier islands. Amsterdam: Elsevier, 1985. 396 pp.

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЙМЕННО-РУСЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ВЕРХНЕЙ КАМЫ И ВИШЕРЫ И ИХ ОСВОЕНИЕ ЧЕЛОВЕКОМ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ

Назаров Н.Н.¹, Чернов А.В.², Зарецкая Н.Е.³, Копытов С.В.¹

¹Пермский университет,

²МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,

³Геологический институт РАН,

nazarov@psu.ru, alexey.chernov@inbox.ru, n_zaretskaya@inbox.ru, kopytov@psu.ru

Изучение изменений природы в относительно недавнем геологическом прошлом продолжает быть актуальным направлением в географии, т.к. реакция на эти изменения ландшафтной сферы может послужить основой при прогнозировании аналогичной реакции на изменения природы, происходящие сейчас и ожидаемые по различным сценариям в будущем.

Среди всех ландшафтов наибольшей чуткостью к изменяющейся природе отличаются ландшафты речных долин – высокодинамичные русловые процессы почти мгновенно реагируют на изменения природной среды, однако предыдущие состояния речных русел консервируются в первичном пойменном рельефе, созданном русловыми процессами, и в пойменных отложениях. Более того, речные долины аккумулируют в себе информацию об изменениях природных условий во всем речном бассейне. Речные долины являются оптимальным местом обитания человека благодаря высокой концентрации ресурсов в них. Отсюда следует, что наибольшей информацией об эволюции и динамике

природной среды и адаптации к её изменениям человека располагают именно ландшафты днищ долин – пойм и первых надпойменных террас.

В последнее время проводится целый ряд комплексных исследований пойменно-русловых комплексов широкопойменных рек с целью определить по рельефу пойм и их строению истории изменений речных русел – высотных и в плане, и уже по этим изменениям восстановить историю климатических, а, следовательно, и ландшафтных изменений в долинах рек и в их бассейнах [3]. Результаты подробных исследований, помимо географических прогнозов и ряда прикладных направлений, широко используются в истории и археологии – с изменениями природных условий в позднеледниковье и голоцене связывают многие события в истории древнего человека – его миграции, заселение и оставление мест обитания, вид деятельности [1].

Бассейн верхней Камы является в какой-то степени эталонным для палеорусловых реконструкций, т.к. он находится на пути возможного трансбассейнового стока из бассейнов Печоры и Вычегды на юг в периоды московского и более ранних оледенений; кроме того, находясь в предгорьях Северного Урала, бассейн отличается высокой изменчивостью климата и ландшафтов. Именно здесь в 2013-2014 гг. проводились комплексные исследования, базирующиеся на методах палеорусловедения и геохронологии. Изучался участок долины верхней Камы длиной 90 км от с.Бондюг до слияния Камы с Вишерой. Кама здесь – река с широкопойменной долиной, занятой двухсторонней (к концу участка – односторонней, чередующейся в шахматном порядке) поймой, представленной мозаикой гривистых сегментов, старичными ложбинами и озерами. Современное русло не вполне соответствует рельефу поймы – оно преимущественно прямолинейное с отдельными (или парными) свободными или вынужденными излучинами. Ширина русла составляет 300-500 м, ширина поймы (с руслом) – 2,0-3,5 км в начале и середине участка и 1,5-1,7 км в его нижней части. Аллювий в русле и русловая фация аллювия на пойме представлены песком, в пойменных разрезах при вскрытии рекой стариц и ложбин встречаются залежи торфа.

Детальный анализ первичного рельефа поймы на исследованном участке верхней Камы показал, что всю мозаику сегментов, отличающихся друг от друга различной ориентировкой грив, из которых состоит пойма, можно объединить в несколько групп. Внутри этих групп пойменные сегменты схожи между собой по ориентировке грив, ложбин и стариц, а также по характеру растительности. Очевидно, что эти группы сегментов отражают различные плановые положения русла во время своего формирования и отличаются друг от друга и по возрасту своего образования. Поэтому группы сегментов можно представить себе как разновозрастные пойменные генерации, т.е. поверхности, сформированные в определенные временные интервалы. Поверхности других генераций, соответственно, маркируют другие этапы развития русла.

Всего на пойме Камы отчетливо выделяется шесть разновозрастных генераций [2]. В ряде случаев, внутри одной генерации можно выделить промежуточные пойменные поверхности, маркирующие собой локальные этапы переформирования отдельных участков русла, или следы существовавших в нем пойменных протоков. По конфигурации грив и стариц на каждой генерации оказалось возможным провести реконструкцию положений древнего русла Камы, определить его основные морфометрические параметры и по ним сделать выводы о физико-географических обстановках в бассейне реки на

различных этапах её формирования. Эта реконструкция показывает заметные изменения конфигурации русла верхней Камы на разных возрастных генерациях.

Шестая пойменная генерация – наиболее древняя на пойме верхней Камы – её возраст датируется 6,0-5,0 ^{14}C т.л.н. Она встречается фрагментарно, в основном, в тыловых частях современной поймы, так как за время, прошедшее после её формирования, значительная часть пойменных массивов была размыта последующими деформациями русла. Однако по сохранившимся гривам и старицам этой генерации можно сказать, что русло в то время отличалось слабой извилистостью – гривы на пойме либо пологие, либо относительно прямолинейные, вытянутые вдоль тылового шва поймы.

Пойма 5-й генерации (образовалась ~4.5 ^{14}C т.л.н.) сохранилась лучше – она слагает части шпор ныне спрямленных излучин. Конфигурация грив и стариц указывает на увеличение кривизны излучин в русле того времени, что, в свою очередь, свидетельствует о снижении водности Камы в начале суббореального периода.

Пойма 4-й генерации наиболее широко распространена на данном участке Камы – она занимает почти 30 % от её общей площади. Возраст этой поймы принимается за 3,1-3,5 ^{14}C т.л.н. В это время Кама отличалась наибольшей извилистостью – сильноизогнутые гривистые сегменты этой генерации выполняют шпоры почти всех спрямленных ныне излучин, врезааясь в созданные ранее массивы 5-й генерации. Излучины русла Камы были в то время наиболее крутыми, что говорит о продолжавшемся в середине суббореального периода снижении водности реки. На нижнем участке Камы перед слиянием её с Вишерой, где пойма односторонняя («шахматная»), массивы 4-й генерации продолжают фиксировать направленное смещение пологих вынужденных излучин русла в узкой долине вниз по течению параллельно самим себе. Они следуют в пойменных массивах ниже 6-й и 5-й генерации, последовательно сменяя их и наращивая шпоры этих излучин.

Пойменные массивы 3-й генерации расположены вблизи современного русла, но не повторяют его конфигурацию. Русло в это время (3-я генерация формировалась 2.0-1.7 ^{14}C т.л.н.) стало вновь слабоизвилистым – наиболее крутые излучины спрямились на предыдущем этапе развития реки, и в русле начали образовываться новые излучины – их зарастающие выпуклые берега стали сейчас 3-й пойменной генерацией. Можно сделать вывод об увеличении водности Камы в раннем субатлантическом периоде, что привело к массовому спрямлению крутых излучин реки предыдущего периода (формирования 4-й генерации).

Вторая пойменная генерация слагает прирусловые части шпор современных излучин и молодые пойменные острова, изредка встречающиеся в русле. Её возраст не превышает 1000 ^{14}C лет, и русло в период её формирования имело в целом свою нынешнюю конфигурацию. В нижней части участка 3-я, а затем 2-я пойменные генерации продолжают наращивать вниз по течению расположенные в шахматном порядке односторонние пойменные массивы. Первая генерация поймы Камы формируется сейчас в современном русле.

Подобный экспресс-анализ изменений водности верхней Камы в среднем и позднем голоцене требует подтверждения другими видами палеогеографического анализа, но уже сейчас видно, что водность реки, а, следовательно, и количество осадков в её бассейне в относительно устойчивом в климатическом отношении периоде времени заметно изменялись. Это отражалось в характере деформаций русла Камы, запечатленных в пойменном рельефе.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (№ 13-05-41281).

Литература

1. Назаров Н.Н. К вопросу о времени последнего массового спрямления излучин на Верхней Каме // Сер. Биология. Науки о Земле. 2014. Вып. 2. С. 105-111.
2. Назаров Н.Н., Копытов, С.В., Чернов А.В. Пространственно-временные особенности формирования разновозрастных генераций поймы Верхней Камы // Географический вестник, № 4, Пермь, 2014. С. 4-7.
3. Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Панин А.В., Чернов А.В. Эволюция эрозионно-русловых систем на Восточно-Европейской равнине за последние 150 тысяч лет // Маккавеевские чтения-2013. М.: Изд-во Географического факультета МГУ, 2014. С. 117-138.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ В РАЗЛИЧНЫХ МОРФОСТРУКТУРНЫХ ОБЛАСТЯХ

Опекунова М.Ю.

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, opek@mail.ru

Выявление закономерностей динамического развития речных долин под влиянием природного и антропогенного факторов в различных морфоструктурных областях – одна из важнейших фундаментальных задач изучения флювиального рельефообразования. С помощью комплексного метода изучения речных долин и их отложений изучались речные долины области горообразования, в том числе и долины рек рифтовой зоны – Иркут (до впадения р. Быстрой), Оки, равнинно-платформенной области – Лена и Иркут в нижнем течении. Ниже приведены результаты исследований долины Иркут, долины р. Оки в пределах Окинского плоскогорья, и долины р. Лены в ее верхнем течении. Расположение основных участков исследования приведено на схеме (рис. 1).

Первый рассматриваемый объект исследований – долина р. Иркут. Река Иркут длиной 488 км, пересекая ряд разнородных поверхностей и проходя территорию от Тункинских Гольцов через систему Тункинских впадин – переходную зону от области горообразования к равнинно-платформенной – претерпевает ряд изменений как в морфологии долины и морфодинамике русла, так и в характере аллювия. Анализ продольных профилей русла и террас, аллювиальных отложений, проведенный при предварительной корреляции террас р. Иркут показал следующее: 1) переход от одной морфоструктуры 5-6 порядка к другой, фиксируется сменой морфодинамического типа русла, часто – наличием серии локальных террас; 2) продольный профиль речных террас характеризуется невыработанностью, выраженной в повышении высот низких террас при пересечении структурных препятствий, что свидетельствует о дифференцированных вертикальных движениях отдельных блоков; 3) аллювиальные отложения находятся в разных динамических стадиях своего развития: от инстративного аллювия – в Ильчиро-Китойской и Мондинской котловинах, а также в периорогене и межкотловинных перемычках, к престративному – в Торской, Быстринской котловинах, констративного – в Тункинской и в пределах платформы. 4) По предварительной схеме корреляции низкие

террасы магистральной реки Иркут понижаются вниз по течению от котловинной части к платформе, начиная от входа реки в перирогенную область, что связано с существованием подпора в пределах котловин, вызванного пересечением рекой структурных препятствий – межкотловинных перемычек и тектонического уступа Главного Саянского разлома.

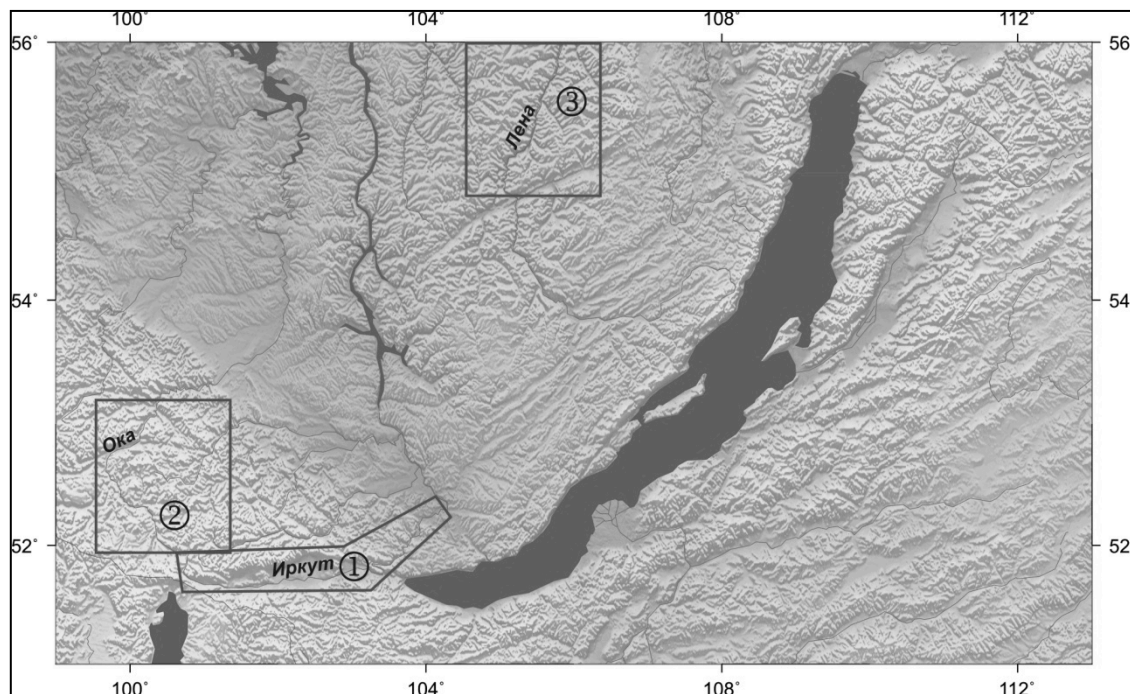


Рис. 1. Территория исследования. Рамками окомтурены участки исследования: 1 – бассейн р. Иркут; 2 – бассейн р. Оки (верхнее течение); 3 – р. Лена (верхнее течение).

Следующий объект исследований – бассейн р. Оки. Окинское плоскогорье, занимая промежуточное положение между крупными морфоструктурами Южной Сибири – Байкальской рифтовой зоной, большим сводовым поднятием Восточного Саяна и полосой Главного Саянского разлома [4], является уникальным объектом, в котором запечатлены также черты развития рельефа смежных территорий. Речная сеть здесь отличается глубокой врезанностью долин, носящих в рельефе следы ледниковой деятельности, проявлений кайнозойского вулканизма и активных неотектонических движений. В состав плоскогорья входят также котловины – Ильчиро-Китойская, расположенная на юго-востоке, и Окинская, лежащая на северо-западе, речные долины этих морфологических элементов плоскогорья (включая и долину Оки) обладают специфическими морфодинамическими типами русла, строением пойменно-террасового комплекса и аллювиальных отложений. Полученные данные позволяют сделать следующие выводы: 1) Антецедентная, древнего заложения долина Оки в позднем кайнозое подверглась активному воздействию вулканизма и оледенения. Излияния лав позволили сформироваться врезанному и адаптированному типам русел в пределах юго-западной части Окинской котловины. Значительные площади распространения базальтов в левобережной части бассейна р. Оки, занимающих в основном водораздельные положения, способствовали формированию определенного типа продольных профилей русел, характеризующихся пологой формой в верхнем течении (в поле развития базальтов) и крутой в средних и нижних участках долин. 2) Распространение

флювиогляциальных форм рельефа, а также моренных гряд, спускающихся по притокам в долину Оки (Сенца, Гарган и др.), наличие фациальных переходов от флювиогляциальных и гляциальных к аллювиальным отложениям определяет специфический тип речных долин, развивавшихся в условиях гляциального рельефообразования. Из-за воздымания хребта Кропоткина [2] речная эрозия в пределах плоскогорья относительно замедлена по сравнению с окружающими горами, что выражается в широком развитии здесь аккумулятивных террас. 3) Речные долины переходной области от рифтовой к орогенной – Окинского плоскогорья, характеризуются морфологическим и литогенетическим разнообразием [1]. Причем эти особенности ярко выражены у притоков Оки – водотоков 3-4 порядков, где от истоков до устья происходит почти полная смена комплекса характеристик долины.

Объект исследования 3 – долина р. Лены (верхнее течение). Проведенные исследования долины Лены позволили определить пространственно-временные изменения эрозионно-аккумулятивных процессов различных порядков на основе анализа плановых деформаций русла Лены на участке длиной 334 км от устья Тутуры до устья Туруки за почти столетний период [3]. На региональном уровне расположение в пределах Лено-Ангарского поднятия, а также геологическое строение территории определяет характер и врезанный тип русла реки Лены. На более низком – местном уровне выделено три участка эрозионно-аккумулятивной составляющей: 1) с направленными аккумулятивными процессами; 2) участок с развитием морфологических признаков, как аккумуляции, так и эрозии; 3) участок, с преобладанием неизменных отрезков русла, и отрезков с аккумулятивными процессами в устьях притоков. Данные участки совпадают в морфотектоническом плане: первый – с Тыпто-Тутурским понижением; второй – с antecedentным участком долины; третий – с дугообразным изгибом долины. Наиболее заметным плановым русловым деформациям закономерно подверглись устьевые участки крупных притоков, а также разветвленные участки русла р. Лены. Характер направленности процессов плановых русловых деформаций в пределах участка исследования связан с естественным развитием русловых форм, обусловленных геолого-геоморфологическими и гидрологическими условиями территории.

Таким образом, развитие рассмотренных речных долин орогенных и платформенных областей в пределах различных морфоструктур дифференцированы и определяются, в первую очередь, развитием самих морфоструктур. Причем на различных топологических уровнях происходит различное неоднозначное изменение морфологических характеристик и литологических параметров отложений объектов исследования (долин). Наиболее информативными являются участки долин транзитных рек в пределах морфоструктур 5 и 6 порядков (межвпадинные перемычки котловин байкальского типа, аккумулятивные равнины и предгорные ступени межгорных впадин). Именно на этих участках долин наиболее ярко выражены и фиксируются в морфометрических особенностях террас и особенностях осадконакопления неотектонические движения, активизация разрывных структур, изменение стока.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Иркутской области в рамках научного проекта № 14-45-04002 р_сибирь_a.

Литература

1. *Выркин В.Б., Опекунова М.Ю.* Морфология речных долин Окинского плоскогорья (Восточный Саян) // Экзогенные рельефообразующие процессы: результаты исследований в России и странах СНГ / XXXIV Пленум Геоморфологической Комиссии РАН (г. Волгоград, Волгоградский государственный социально-педагогический университет, 7-9 октября 2014 г.). – Волгоград: электронный носитель (диск), 2014.
2. *Обручев С.В.* Орография и геоморфология восточной половины Восточного Саяна // Известия ВГО. 1946. № 5-6. С. 479-498.
3. *Опекунова М.Ю.* Русловые деформации и геоморфологические процессы верхнего участка реки Лены // География и природные ресурсы. 2014. №2. С. 100-108.
4. *Уфимцев Г.Ф., Немчинов В.Г.* Окинское плоскогорье в новейшей структуре юга Восточной Сибири // Геология и геофизика. – 2001. - Т. 42, № 6. - С. 979-987.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТУКУЛАНОВ ДОЛИНЫ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ ВИЛЮЙ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ)

Павлова М.Р.¹, Галанин А.А.², Павлов Б.А.³

¹Национальный исследовательский Томский государственный университет,

²Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН,

³Почвенный институт им. В.В. Докучаева, nigaer@yandex.ru

Об уникальном природном феномене Центральной Якутии как тукуланы, представляющие собой массивы развеваемых эоловых песков, было известно исследователям уже в XIX в. Первые сведения о них приводятся в работе Р. К. Маака (1886), в последующем они изучались рядом ученых: А.А. Григорьевым (1932), Т.А. Работновым (1935), Е.Г. Катасоновой (1963), С.З. Скрыбиным (1971), П.Д. Павловым, Э.П. Мальцевым (1977), В.В. Шепелевым (1981), В.В. Лукиным (2006) и др.

Тукуланы располагаются в юго-восточной части Центрально-Якутской равнины, в долине нижнего течения р. Вилюй. Они расположены в районе между реками Умулун (левый приток Вилюя) и Лунгха (левый приток Лены) и занимают поверхности надпойменных террас и водораздельные пространства с высотами до 270 м над уровнем моря. Занимаемая площадь массивов развеваемых песков составляет 2056 км² (общая площадь района – 21540 км²) [1, 2].

В геологическом плане территория приурочена к Вилюйской впадине. Климат района резко континентальный, характеризующийся суровой продолжительной зимой (7-8 месяцев), коротким и жарким летом. Годовое количество атмосферных осадков составляет 250-300 мм. Суровый климат способствует сохранению вечной мерзлоты, средняя мощность которой составляет здесь 300-400 м [1].

Комплексные исследования одного из типологических тукуланов долины нижнего течения р. Вилюй – Кызыл-Сырский, проводились в летний сезон 2012-2014 гг. Одной из задач было изучение геоморфологических особенностей комплекса перевеваемых песков.

Тукулан Кызыл-Сырский в плане имеет эллипсовидную форму, слегка вытянутую в юго-западном направлении. Его длина составляет около 6 км, а ширина – 3,5 км. В

геоморфологическом отношении тукулан является дюной высшего порядка, образованной более мелкими комплексами дюн и междюнных понижений.

В морфологическом отношении тукулан асимметричен. Северная и западная его части более высокие и имеют абсолютные отметки до 116 м, а южная и восточная части – 85-90 м.

К бровке первой надпойменной террасы р. Виллой приурочена цепь дюн протяженностью около 3 км, мощностью до 15 м. Внешняя наветренная их поверхность выпуклая крутизной 20-25°. Подветренная сторона дюн, наоборот, имеет вогнутый профиль (32-35°). В этой части периодически возникают интенсивные восходящие турбулентные потоки воздуха, приводящие к формированию оврагоподобных выдувов, где дефляцией вскрыты разновозрастные почвенные горизонты с вертикально погребенными стволами деревьев.

Основную поверхность тукулана составляют дюны параболического типа (встречаются также иногда продольные и поперечные), чередующиеся с котловинами выдувания и междюнными понижениями, занятые древесными куртинами.

Форма дюн серповидная, длина их в пределах 100-150 м, средняя высота 3-6 м, а в юго-восточной части встречаются до 8-12 м. Они имеют наветренную пологую сторону крутизной 12-15° и подветренную – 33-35°. Поверхность дюн бугристая (за исключением наветренной части), осложнена кочками и куртинами, прослеживается рябь течений. Преобладают полынные и разнотравно-злаковые кочки округлой или эллипсовидной формы высотой от 10 до 60 см и диаметром от 5 до 45 см. Иногда встречаются куртины березы высотой до 3-4 м и диаметром 7-8 м.

Котловины выдувания и междюнные понижения чередуются с дюнами. Они имеют округлую, вытянутую форму и в основном лишены растительного покрова. На их поверхности наблюдаются морозобойные трещины шириной 3-7 см.

Очень редко встречаются в пределах котловин выдувания единичные микроформы под названием «глинистые грибы» и «микродюнки». Первые представляют собой образования округлой формы на «ножке», находящиеся в небольшом понижении. Высота их 23-25 см, диаметр 27-30 см. Поверхность твердая, структура слоистая. «Микродюнки» располагаются на бортах котловины и имеют высоту 1-5 см, длину – 5-15 см. Сложены они песчаным материалом, а их поверхность покрыта хорошо отсортированной галькой.

Некоторые междюнные понижения заняты древесными куртинами, представленные сосной обыкновенной с толокнянково-брусничным и лишайниковым покровом.

Изучение геокриологического строения стратотипического тукулана Кызыл-Сырский проходило, в большей части, в пределах уникального естественного обнажения на правобережье р. Виллой. Проведено комплексное изучение отложений с использованием гранулометрического, минералогического, микроморфологического, геохимического, споро-пыльцевого и радиоуглеродного анализа.

Полученные результаты показывают, что в строении изучаемого тукулана принимают участие отложения озерного, аллювиального и эолового происхождения. На основании этого можно заключить, что существовали обстановки, когда действовали гидродинамические процессы, сменяющиеся менее активной средой (застойные озера, болота, заболоченные и пойменные участки), и эоловые процессы, действовавшие более

активно в течение коротких периодов или менее активно, но более продолжительное время.

В строении тукулана были выделены маркирующие горизонты и произведена корреляция разреза отложений, на основании результатов радиоуглеродного анализа более 25 образцов. Возраст первого маркирующего горизонта составляет 35-40 тыс. лет и относится к концу каранинского термохрона. Время формирования второго – к атлантическому периоду голоцена и составляет около 4-5 тыс. лет. Это позволяет полагать, что активизация дюнообразования началась во второй половине голоцена после климатического оптимума и продолжается по настоящее время.

Дальнейшее детальное изучение особенностей и закономерностей тукуланов долины нижнего течения р. Виллой позволит получить более ясную картину при изучении вопроса о происхождении и формировании данных форм рельефа, понять механизм и динамику их развития, получить данные для обоснования их количественных характеристик.

Исследования проведены при поддержке гранта РФФИ № 12-05-98507.

Литература

1. *Катасонова Е.Г., Толстов А.Н.* Геокриологические особенности развееваемых песков (тукуланов) правобережья р. Виллой // Многомерзлые горные породы различных районов СССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 166-178.
2. *Павлов П.Д.* Географическое распространение эоловых песков в Центральной Якутии // Эоловые образования Центральной Якутии. – Якутск: изд-во института мерзлотоведения СО АН СССР, 1981. – С. 18-30.

ВЛИЯНИЕ ПРИЛЕДНИКОВЫХ ГЛЯЦИОИЗОСТАТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ НА РАЗВИТИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ РАВНИНЫ

Панин А.В., Баранов Д.В.

*МГУ имени М.В.Ломоносова, географический факультет,
a.v.panin@yandex.ru*

Изучение гляциоизостатических эффектов в геоморфологии фокусируется преимущественно на компенсационных поднятиях на месте бывших ледниковых щитов, в том числе Скандинавского, юго-восточный сектор которого покрывал северо-западную часть Русской равнины. Однако изостатический отклик на формирование наземного оледенения был значительно шире: он состоял из двух компонент, действие которых простиралось далеко за пределы ледниковых щитов.

1. *Деформации литосферы под ледниковыми щитами и в широкой внеледниковой области.* Под ледниками литосфера под тяжестью льда прогибалась, вокруг ледниковых щитов вследствие горизонтального перемещения масс в основании литосферы (выдавливания из-под ледника) формировались широкие предледниковые компенсационные валы (ПКВ; glacial forebulge). В Западной Европе ПКВ достигал ширины 1000 км и простирался от края Скандинавского ледника до предгорий Альп;

высота поднятия на оси ПКВ в геодезических координатах (от центра Земли) достигала 10 м [5].

2. *Изменение гравитационного поля вследствие накопления ледниковой массы и понижения уровня океана.* Поверхность геоида, привязанная к уровню океана, в северных широтах (ближе к ледниковым щитам) снижалась в LGM на 20-30 м меньше среднего (на 90-100 м против 120-130 м в тропиках) [7]. Поскольку абсолютные высоты суши отсчитываются от геоида, это создавало дополнительный уклон по направлению к ледниковому щиту.

Комбинация физической деформации земной поверхности и трансформации поля силы тяжести создавали в период роста ледникового щита перекосы земной поверхности, которые в одних случаях могли подпруживать реки, в других – увеличивать их уклоны. С началом дегляциации земная поверхность начинала возвращаться в доледниковое состояние. В случае Скандинавского ледникового щита процесс релаксации в ледниковой области (гляциоизостатического поднятия) продолжается и в настоящее время, а во внеледниковой области он занял порядка 15 тысяч лет [5, 7], т.е. продолжался до середины голоцена.

Влияние гидро-гляциоизостатических деформаций на развитие гидросети изучается преимущественно в бывших ледниковых районах. На роль ПКВ в развитии речных долин во внеледниковых районах впервые указал Е.Н.Былинский [1, 2]. Позднее были проведены соответствующие исследования на нижнем Рейне в дельте Рейна-Мёза, где выявлены явления врезания и аккумуляции, а также бокового смещения русел в результате перекосов земной поверхности времени LGM [4, 8]. У юго-восточного края бывшего Скандинавского ледника находятся истоки и верхние течения крупнейших рек Русской равнины – Днепра и Волги. Настоящее исследование ставит целью выявление возможных гляциоизостатических эффектов на развитие этих долин в поздневалдайское время.

На рис. 1 показана деформация топографической поверхности северо-запада Русской равнины в период LGM, полученная путем вычитания современного рельефа из топографической поверхности для временного среза 21 тыс. л.н. согласно модели ICE-5g (VM2) [7]. Последняя представляет собой высоту твердой поверхности относительно геоида, соответствующего уровню океана того времени, т.е. включает как тектоническую деформацию поверхности, так и трансформацию поля гравитации. Для экзогенных процессов важен градиент твердой поверхности относительно уровенной поверхности, и неважно, изменился этот градиент за счет тектонического перекоса или за счет изменения поверхности отсчета (уровенной, эквипотенциальной поверхности силы тяжести, т.е. поверхности геоида). Поэтому показанная на карте разница топографических поверхностей представляет собой пространственно распределенную величину перекоса земной поверхности в LGM относительно нашего времени. Четко прослеживается ПКВ, имеющий вид флексуры с коротким крутым склоном в сторону ледника, образованным в основном за счет прогибания литосферы под ледниковой нагрузкой, и длинным пологим склоном в обратном направлении. Ось вала представляет широкую пологую поверхность, протягивающуюся субпараллельно краю ледникового щита на расстоянии 300-400 км от него примерно по линии Луцк – Чернигов – Брянск – Москва – Кинешма.

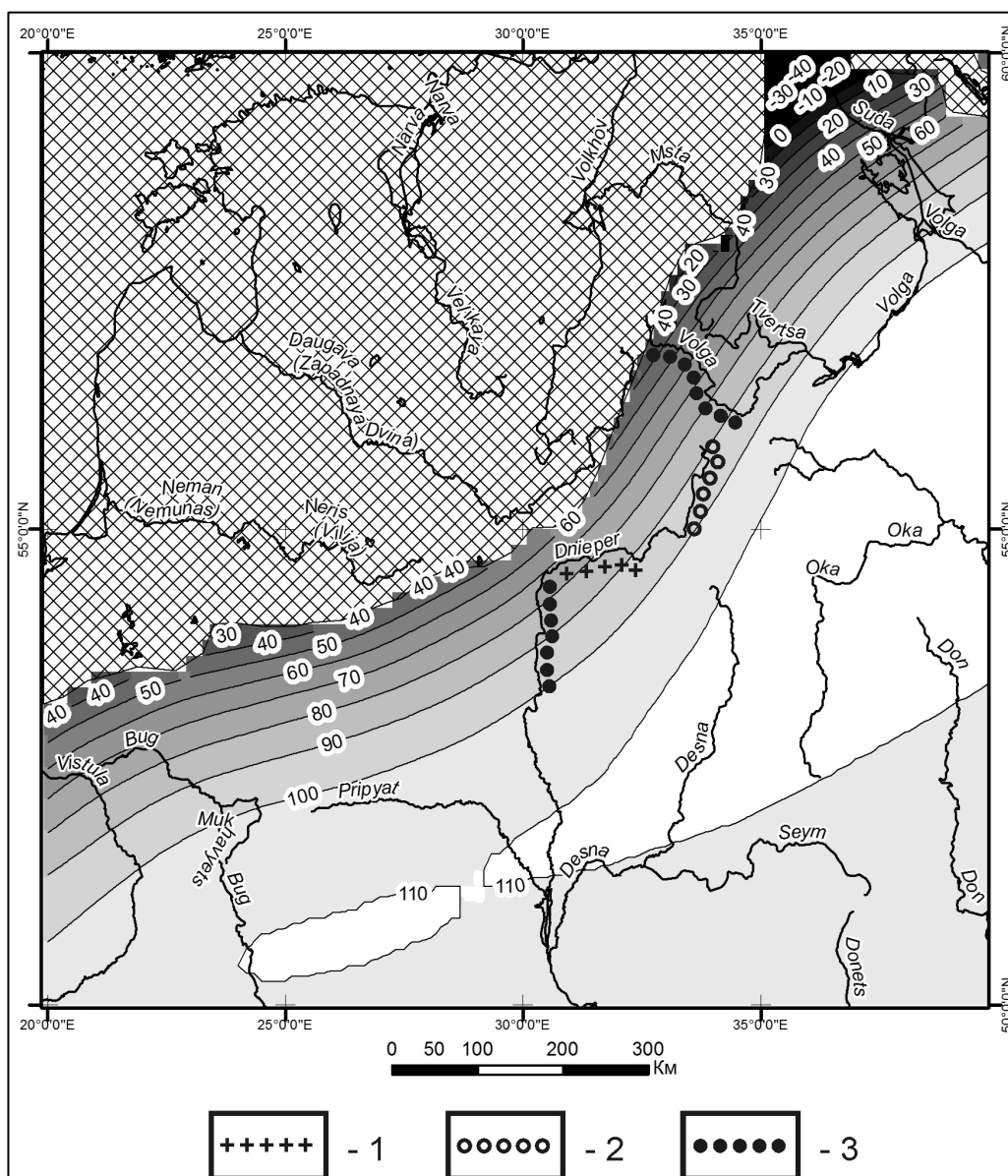


Рис. 1. Карта величин гляциоизостатических деформаций времени LGM. Получена путем вычитания современной топографии из топографии времени 21 т.л.н., рассчитанной по модели ICE 5G (VM2) (Peltier, 2004).

Наложение гидросети на карту топографической деформации позволяет оценить, у каких рек и насколько изменились уклоны. На широтном отрезке верхнего Днепра (от Дорогобужа до Орши) уклон в LGM был выше современного, на субмеридиональном отрезке от Орши до Рогачева уклон в LGM уменьшался до обратного (рис. 2а). Это означает, что речная система здесь подпруживалась приледниковым валом. Вероятно, с этим связано отмечающееся во многих работах широкое развитие в центральных областях Белоруссии поздневалдайских озерных осадков. Аналогичная ситуация и на верхней Волге от истока из Верхневолжской системы озер (отметка водной поверхности 204,5 м БС) до Ржева (урез воды Волги 150 м. БС). На этом отрезке река течет противоположно градиенту поля топографических деформаций времени LGM (рис. 1). При современном падении реки на этом отрезке около 55 м топографический перекус времени LGM составлял 60-65 м в обратном направлении (рис. 2б). Это исключает существование руслового стока в направлении от ледника. Вероятнее всего между краем ледника и осью

ПКВ существовал озерный водоем. В пользу этого говорит и широкое развитие озерных отложений конца позднего плейстоцена в регионе верхней Волги, по которым реконструируются контуры крупного приледникового озера времени LGM и позднеледникова [3].

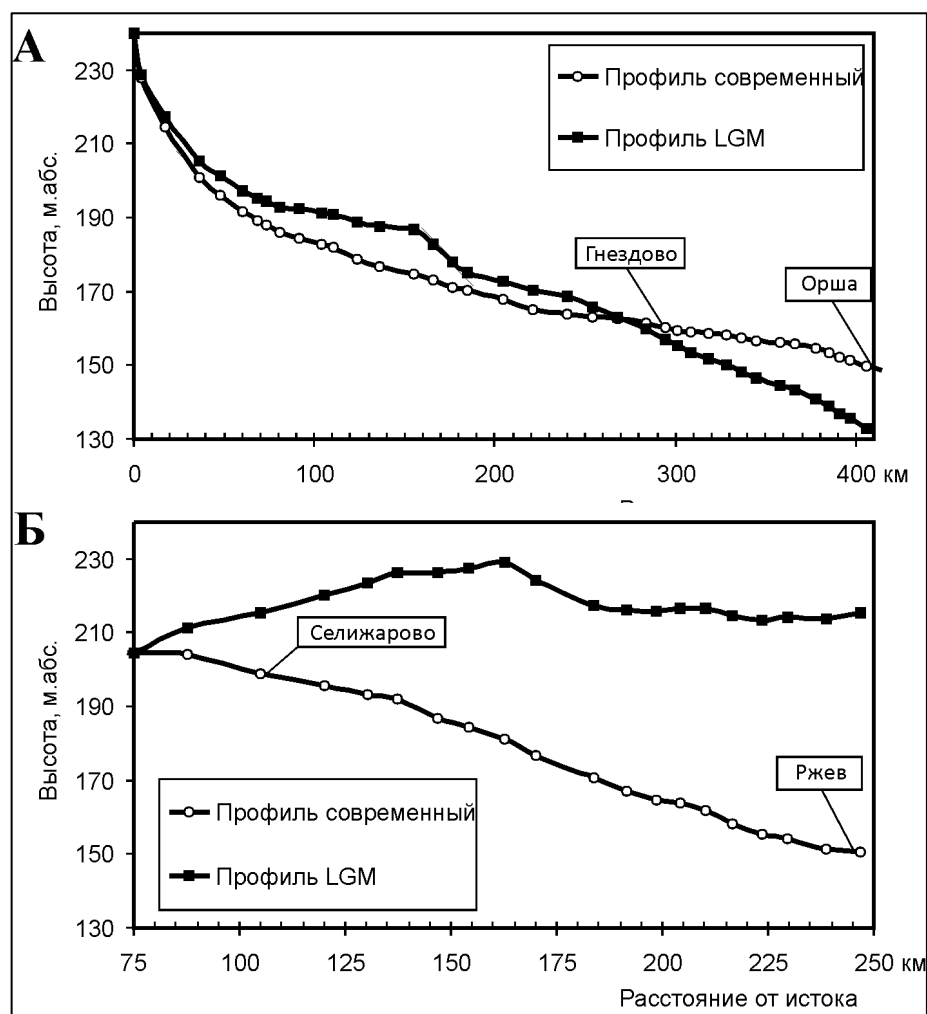


Рис. 2. Продольные профили верхнего Днепра (А) и верхней Волги (Б) – современные (по оси дна долины) и трансформированные в поле гидро-гляциоизостатических деформаций времени LGM согласно модели ICE 5G (см. рис.1).

Для верхнего Днепра датирование разновозрастных аллювиальных толщ позволило выявить глубокое врезание перед LGM (рис. 3а), которое можно связывать с ростом уклонов на его субширотном отрезке от Дорогобужа до Орши вследствие гляциоизостатических деформаций (рис. 3б). В дальнейшем в развитии долины выявлено два цикла аккумуляции-врезания, связанные с ледниковым подпруживанием и откликом русла на падение уклона вследствие распада ПГВ в условиях климатически обусловленных изменений водности реки. Для верхней Волги подобный анализ еще только предстоит сделать.

Исследования выполняются при финансовой поддержке РФФИ (проекты 12-05-01148, 15-05-05284).

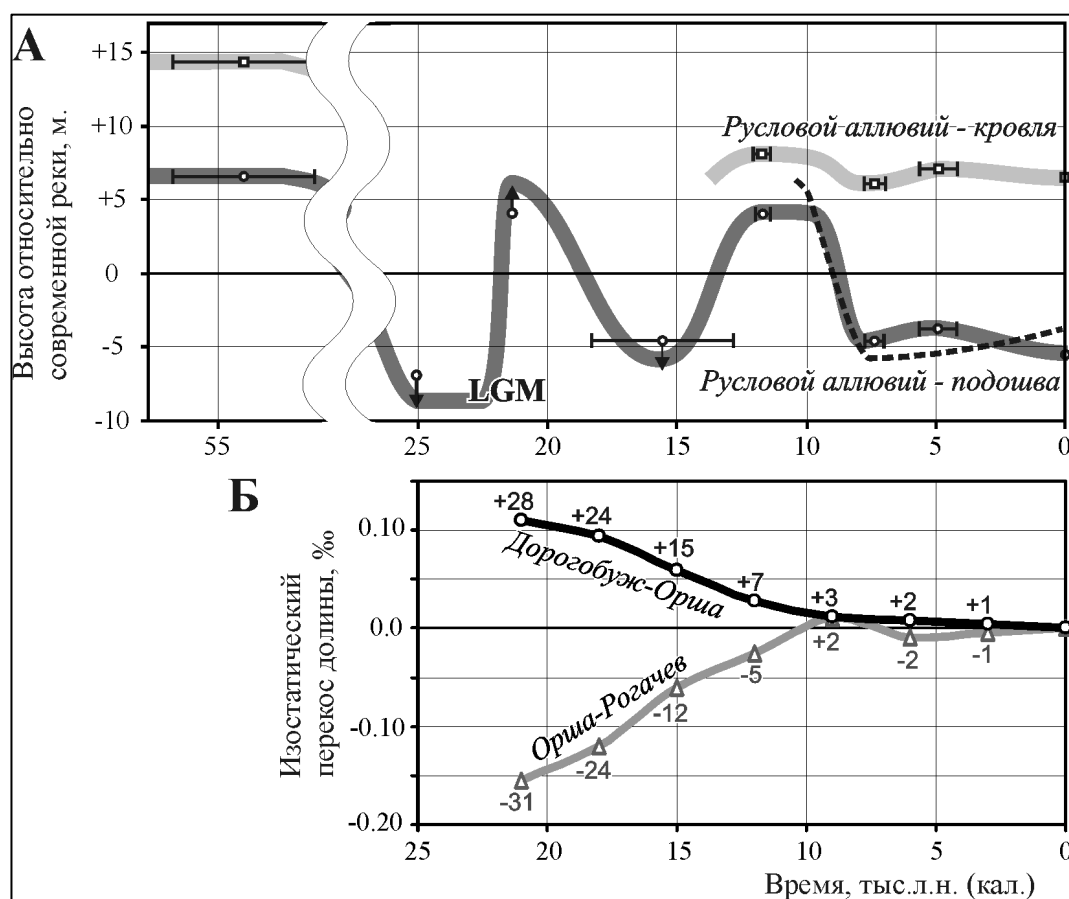


Рис. 3. Эрозионная диаграмма верхнего Днепра в позднем валдае – голоцене и динамика гляциоизостатических перекосов его долины (по [6]).

А – Врезание и аккумуляция реки в районе Смоленска-Гнездово после МИС 3. Пунктирная линия показывает общие тенденции развития реки в голоцене у с.Соловьево (100 км выше по течению). Вертикальные стрелки показывают вероятное положение кровли/подошвы аллювия относительно датированных образцов.

В – гляциоизостатические перекосы долины начиная с LGM, измеренные по реализациям модели ICE-5G (VM2) [7] с шагом в 3 тыс. лет. Положительные (отрицательные) значения перекося означают рост (падение) уклона долины, соответственно. Числа – общие величины перекося долины в метрах на каждом из двух отрезков (Дорогобуж – Орша, 255 км, и Орша – Рогачев, 200 км). Положительные (отрицательные) значения означают относительный подъем (опускание) верхнего по течению конца участка относительно нижнего.

Литература

1. Былинский Е. Н. Валообразные гляциоизостатические поднятия литосферы и их возможное воздействие на расположение залежей нефти и газа на севере Европы // Геоморфология. 1990. № 4. С.3-13.
2. Былинский Е.Н. Влияние гляциоизостазии на развитие рельефа Земли в плейстоцене // М.: НГК РАН – Роскомнедра, 1996. 212 с.
3. Русаков А.В. Формирование озерно-ледниковых отложений и почв в перигляциальной зоне центра Русской равнины в позднем неоплейстоцене и голоцене. Автореферат дисс. ... д.г.н. СПб, 2012. 38 с.
4. Busschers F.S., Kasse C., van Balen R.T., Vandenberghe J., Cohen K.M., Weerts H.J.T., Wallinga J., Johns C., Cleveringa P., Bunnik F.P.M. Late Pleistocene evolution of the Rhine-Meuse system in the southern North Sea basin: imprints of climate change, sea-level oscillation and glacio-isostasy. Quaternary Science Reviews 26 (2007) 3216-3248

5. *Cohen K.M., Gibbard P.L. and Weerts H.J.T.* North Sea palaeogeographical reconstructions for the last 1 Ma. *Netherlands Journal of Geosciences*, 2014, doi:10.1017/njg.2014.12
6. *Panin A., Adamiec G., Filippov V.* Fluvial response to proglacial effects and climate in the upper Dnieper valley (Western Russia) during the Late Weichselian and the Holocene. *Quaternaire*, 26 (1), 2015, p. 27-48.
7. *Peltier W.R.* Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5g (VM2) model and GRACE. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2004. 32: 111-49.
8. *Wallinga J., Törnqvist T. E., Busschers F.S., Weerts H. J. T.* 2004. Allogenic forcing of the late Quaternary Rhine-Meuse fluvial record: the interplay of sea-level change, climate change and crustal movements. *Basin Research* 16(4), 535-547.

ОРОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА АНТАРКТИДЫ (НА ОСНОВЕ МАТЕРИАЛОВ ПРОЕКТА BEDMAP2) И ПРИНЦИПЫ ЕЁ СОСТАВЛЕНИЯ

Попов С.В.

*Полярная морская геологоразведочная экспедиция, г. Санкт-Петербург,
spopov67@yandex.ru*

К концу ушедшего века международная научная кооперация и усилия основных экономически развитых стран – участниц Договора об Антарктике, включая и нашу страну, привели к накоплению большого объема радиолокационных и сейсмических данных. Они были объединены в единую базу в рамках международного проекта BEDMAP ("Топография коренного ложа Антарктики") [1]. Гриды и изданная карта [2] легли в основу многочисленных геоморфологических построений, приведённых, в частности в работах [3,4], а также в первом в мире геоморфологическом атласе Антарктиды [5].

За прошедшие почти полтора десятилетия, с момента опубликования карты [2], международным научным сообществом было получено значительное количество новых геофизических данных. Они были объединены в рамках проекта BEDMAP2 [6]. Достаточно привести лишь один пример. База данных BEDMAP, сформированная в 1999 г., содержала 1.9 млн. пунктов измерений [1], в то время, как объём обновлённой базы BEDMAP2 возрос уже до 24.8 млн. пунктов [6]. Столь существенное пополнение базы привело к не менее значимому изменению облика и карты каменной поверхности Антарктиды и, как следствие, к необходимости пересмотра построенных ранее карт геоморфологического содержания [5].

Отдавая дань традиции, вначале требуется составить орографические карты. Опыт предыдущих подобных построений автора для отдельных районов Антарктиды [7-9] указал, помимо прочего, на необходимость создания системы районирования по высотному признаку (таксономии вертикального ряда, если следовать терминологии [10]), учитывающую скрытый подо льдом рельеф каменного основания полярных регионов. При этом нельзя ограничиваться лишь Антарктидой. В Северной полярной области также имеются достаточно мощные и обширные ледники. Прежде всего, это остров Гренландия,

архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и Северная Земля, а также острова Канадского сектора Арктики. В работах [11,12] выполнен статистический анализ высот каменной поверхности суши нашей планеты (т.е. с учётом ледникового покрова), на основании которого составлены кривые распределения высот и гипсографические кривые суши нашей планеты (рис. 1).

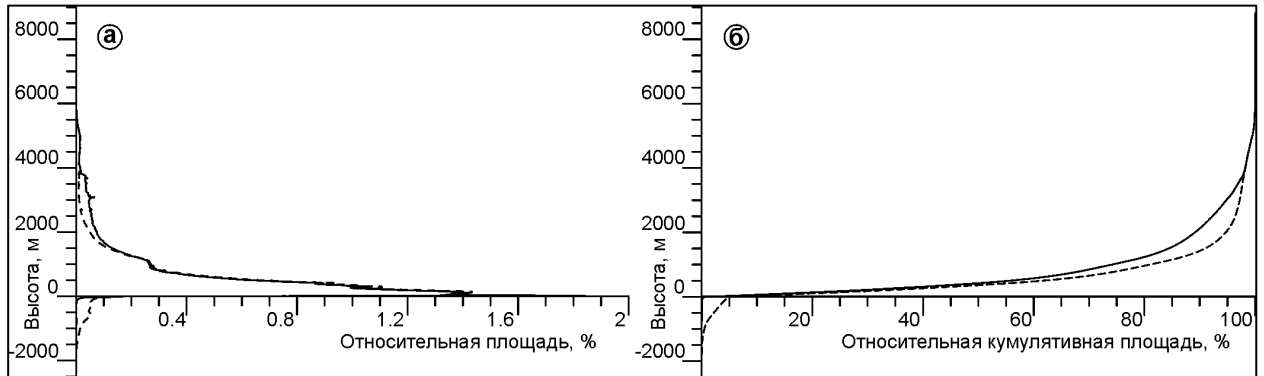


Рис. 1. Кривые распределения высот (а) и гипсографические кривые (б) суши нашей планеты (заимствовано из [12]). Сплошной линией показаны кривые, соответствующие "твердой" поверхности; пунктиром показаны кривые, соответствующие каменной поверхности.

Руководствуясь результатами анализа кривых, можно несколько подкорректировать принятую (например в [13-15]) таксономию вертикального ряда: высочайшие горы (более 5000 м), высокие горы (3000-5000 м), средние горы (2000-3000 м), низкие горы (1000-2000 м), мелкосопочник, плоскогорья и холмогорья (500-1000 м), холмистые возвышенности и равнины (150-500 м), холмистые низменности и низменные равнины (менее 150 м). Однако, если обратиться к гипсографической кривой (рис. 1) и к карте каменной поверхности Антарктиды [6,9], то становится очевидно, что вышеназванного подразделения явно недостаточно. В связи с этим, основываясь на анализе гипсографической кривой (рис. 1), автором было добавлено дополнительное подразделение. Окончательно, нижняя часть таксономии вертикального ряда выглядит следующим образом: холмистые низменности и низменные равнины (-300-150 м), погруженные равнины и погруженные холмы и гряды (ниже -300 м).

Границами орографических форм, при составлении орографической карты, являются не высотные отметки, а структурные линии: бровки и тыловые швы, что обеспечивает естественное деление поверхности. Разумеется, всё не так просто и однозначно. На орографической карте не предполагается явное выделение трёх классических составляющих форм рельефа: придонная часть, приповерхностная часть и склон. Их нанесение сделало бы карту абсолютно нечитаемой. Таким образом, в соответствии с обычной практикой, полагалось, что границами положительных форм должны быть тыловые швы, а отрицательных – бровки. Однако соблюсти этот принцип не всегда представлялось возможным. Ещё в своих ранних работах А.Н. Ласточкин отмечал, что "Первая из стоящих перед орографией трудность заключается в отсутствии способа строгого ограничения всех форм ЗП (земной поверхности – прим. автора) и единого критерия проведения их границ ... В.В. Пиотровскому ... в качестве ... границ пришлось принимать в первом случае линии подошвы и бровки, а во втором – чисто условные линии, проходящие по середине склонов" ([16], стр. 13). Примерно так пришлось

поступать в аналогичных случаях и автору. Обратимся к орографической карте Антарктиды в новой редакции.

Низкие и средние горы характеризуются наибольшей степенью вертикальной расчленённости. Их преимущественные абсолютные высоты превышают 800 м (с учётом склонов). Они развиты, преимущественно, в тихоокеанском (Трансантарктические горы) и индоокеанском секторе Антарктиды. В районе побережья на Земле Королевы Мод отчётливо прослеживается дуга среднегорных массивов Хеймефронт, Кирванвегген, Мюлиг-Хофман, Сёр-Роннане и Ямато. На отдельных участках их высота превышает 2500 м. Они частично выходят на дневную поверхность из под ледника. Далее на восток от Земли Эндерби до оазиса Вестфоль, располагается обширная горная страна, практически полностью скрытая подо льдом и выходящая на поверхность вершинами гор Нейпир, Принс-Чарльз и Гров. К ним примыкает самый значительный по размерам массив подлёдных гор Гамбурцева и Восток, расположенных в центральной части Восточной Антарктиды. Наиболее протяжённая горная система Антарктиды – Трансантарктические горы, располагается практически полностью на дневной поверхности вдоль границы восточноантарктического и западноантарктического кратонов. Для неё характерны значительные высоты (превышающие 2100 м) и межгорные долины, глубиной более 300 м.

Возвышенности и плоскогорья характеризуются относительно слабой степенью вертикальной расчленённости и преимущественными высотами от 150 до 800 м (с учётом склонов). Они занимают значительную часть Восточной Антарктиды и территориально тяготеют к горным массивам, являясь их логическим продолжением под ледниковым покровом.

Низменности и погруженные области являются превалирующими орографическими формами каменной поверхности Антарктиды и представляют собой относительно слаборасчленённую поверхность абсолютной высотой от -700 до 150 м.

Котловины и желоба, а также глубокие котловины и желоба являются достаточно распространёнными отрицательными формами каменной поверхности. Для них характерны не столько абсолютные, сколько значимые относительные высоты, порой превышающие 1000 м. Эти объекты располагаются, преимущественно, в районе разломов и рифтовых зон (рифтовая долина Ламберта, жёлоб Восток, подлёдный бассейн Аврора, обширная зона котловин и желобов в районе шельфового ледника Фильхнера-Ронне и проч.).

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 14-05-00234-а.

Литература

1. *Lythe M.B., Vaughan D.G.*, the B.C. BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106. P. 11335-11351.
2. *Lythe M.B., Vaughan D.G.*, the BEDMAP Consortium. BEDMAP – bed topography of the Antarctic, 1:10 000 000 scale map. BAS (Misc) 9. Cambridge: British Antarctic Survey, 2000.
3. *Ласточкин А.Н., Попов С.В.* Геоморфологическое районирование Антарктики // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. 2004. № 3. P. 26-42.

4. Ласточкин А.Н. Орографическая карта Антарктики // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. 2005. № 3. Р. 49-61.
5. Геоморфологический атлас Антарктиды. Санкт-Петербург: ЗАО "Карта," 2011. Р. 256.
6. Fretwell P. et al. Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica // Cryosph. 2013. Vol. 7. Р. 375-393.
7. Попов С.В., Лунев П.И. Орография коренного рельефа района подледникового озера Восток (Восточная Антарктида) // Геоморфология. 2012. № 1. Р. 81-92.
8. Попов С.В., Леонов В.О. Подлёдный рельеф центральной части Восточной Антарктиды (по данным проекта ABRIS) // Геоморфология. 2009. Р. 100-111.
9. Попов С.В. Ландшафт каменной поверхности Антарктиды (по данным международного проекта BEDMAP2) // Геоморфология и картография материалы XXXIII Пленума геоморфологической комиссии РАН. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 2013. Р. 230-234.
10. Симонов Ю.Г. Геоморфология. Санкт-Петербург: Питер, 2005. Р. 427.
11. Попов С.В. Результаты анализа высот поверхности суши земли по данным EarthEnv-DEM90 // XXXIV Пленум Геоморфологической комиссии РАН "Экзогенные рельефообразующие процессы результаты исследований в России и странах СНГ", г. Волгоград, Волгоградский государственный социально-педагогический университет, 7-9 октября 2014 г. г. Москва: Издательство "Планета," 2014. Р. 1-5.
12. Попов С.В. Гипсографическая кривая каменной поверхности Земли // Геоморфология. 2015. Р. на рецензии.
13. Геологический словарь. В трёх томах. Т. 1 А-Й. СПб: изд-во ВСЕГЕИ, 2010. Р. 432.
14. Геологический словарь. В трёх томах. Т. 2 К-П. СПб: изд-во ВСЕГЕИ, 2011. Р. 480.
15. Геологический словарь. В трёх томах. Т. 3 Р-Я. СПб: изд-во ВСЕГЕИ, 2012. Р. 440.
16. Ласточкин А.Н. Рельеф земной поверхности (Принципы и методы статической геоморфологии). Ленинград: "Недра," 1991. Р. 340.

ТЕРРАСО- И РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЕ

Постоленко Г.А.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
gpostol@yandex.ru*

«...вопрос террасообразования в геологии россыпных месторождений
является одним из главных и заслуживает особого исследования»

Н.А.Шило [1]

Успехи геоморфологии, палеогеоморфологии, четвертичной стратиграфии, палеогеографии предоставили фактический материал, позволивший ответить на многие

вопросы, не находившие ранее ответа у геологов и геоморфологов, занимавшихся геологией россыпей.

В первую очередь многими геологами и стратиграфами-четвертичниками было установлено, что формирование аллювиальных свит, образующих цикловые террасы, хронологически укладывается в интервал климатического ритма. Именно это позволило использовать климатические макроритмы неоплейстоцена (по А.А.Величко) климатохроны (по В.Зубакову) - в качестве меры времени функционирования флювиального процесса и судить с высокой степенью достоверности о роли климата в деятельности флювиального процесса [2,3]. Кроме того была выявлена сложная мозаичность внутреннего строения долин: наличие погребенного аллювия, хронологические разрывы в террасовой лестнице, наличие разновозрастного аллювия на одних и тех же относительных высотах, наличие и отсутствие рыхлого цоколя у одноименной террасы на разных участках долины и т.д., а также разная обогащенность и разная степень преобразованности вмещаемого разными аллювиальными свитами полезного компонента.

Столь сложное строение долин – результат 2 причин: 1 – циклического развития эрозионного процесса, процесса террасообразования; и 2 – большой глубины долиной сети на границе эоплейстоцен-неоплейстоцен.

Цикличность эрозионного процесса обусловлена макроритмичностью развития природного процесса в позднем кайнозое [3, 7]. Периодичность её измеряется хронологией макроритмов природного процесса, по крайней мере, в позднем кайнозое. Внутри макроритма закономерно изменяются климатические показатели, влекущие за собой изменение всей совокупности составляющих этого процесса. Флювиальный процесс, в первую очередь его *гидрологический режим* изменяются таким образом, что эрозионный цикл делится на 2 фазы с противоположными трендами морфоседиментационной деятельности. Первая фаза – *врезание водотоков*, обусловленное полным выносом наносов. На это указывает а) отсутствие в аллювиальной летописи долин аллювия этих определенных хронологических интервалов, приходящихся на пограничное между климатическими ритмами время; б) соотношение с более молодыми свитами, занимающими или вложенное или прислоненное положение. В климатическом отношении это наиболее сухой, холодный-прохладный климат. Этот вывод противоречит прежним представлениям - в учебниках период врезания водотоков и углубления долин увязывается, в климатическом отношении, с увеличением атмосферных осадков и, соответственно, водного стока. Однако, достоверность этого вывода подтверждается ещё одним, очень чутким, индикатором - процессом формирования пластов россыпей тяжелых металлов. Его начало приходится, как показывает размещение пластов в подавляющем большинстве аллювиальных разрезов, именно на это время. Оно охватывает интервал функционирования высокоскоростного потока, потока с высокой сепарирующей способностью. Аналогами такого режима можно, в некотором приближении, считать реки, характеризующиеся казахстанским (по Б.Д. Зайкову) типом гидрографа или его подтипами. Для них характерна исключительно резкая и высокая волна половодья, а в остальную часть года сток бывает очень мал, вплоть до полного высыхания рек [4]. Часто такие долины заканчиваются сухими дельтами, обязанные своим происхождением селям, разрушительные свойства которых хорошо известны.

Морфогенетический итог этой фазы эрозионного цикла состоит в углублении долины и формировании первоначального склона террасы из прежнего, уже оставленного, днища. Углубление долины осуществляется спрямленным руслом, формирующим практически V-образную ложбину [5]. Склоны углубляющейся части долины могут формироваться в рыхлых или коренных породах. Фаза эта охватывает некий хронологический интервал, приходящийся на пограничное между климатохронами время, начинающееся в последней стадии климатохрона - криоксеротической, и заканчивается в пределах первой стадии следующего климатохрона - термксеротической (кстати, это четко отражает тесную связь флювиальной деятельности с влагообеспеченностью климата и ландшафтов). Следовательно, границы эрозионных циклов не совпадают с границами климатохронов, это переходный между климатохронами период. Седиментационный результат фазы уже охарактеризован – полный вынос наносов. Россыпеобразующий эффект фазы характеризуется началом формирования россыпи – в щетках коренного днища отмечается наличие полезного компонента.

А период высокого увлажнения климата и высокой влагообеспеченности ландшафтов читается (по палинологическим и геохимическим показателям) в середине аллювиальной свиты, т.е. примерно в середине второй фазы эрозионного цикла – *седиментационной фазе*. Она характеризуется седиментацией аллювия, формированием и повышением днища долины, фрагментарным уничтожением прежних террас и окончательным определением склона новой террасы, поверхность которой и слагающий её аллювий были сформированы в седиментационную фазу прежнего, предшествующего, эрозионного цикла

Седиментация аллювия охватывает больший диапазон климато-ландшафтных изменений - всю влажную эпоху (обе стадии – теплую и холодную) и, как уже указано, части ксеротических фаз в начале и конце климатохрона. Именно этот диапазон изменений характеризует разнообразие строения и мехсостава аллювия по разрезу. Наиболее тонкий материал в свите формируется в условиях климатического оптимума межледниковья – теплого и влажного климата, когда господствуют лесные ландшафты и процессы химического и биологического выветривания. В целом, распределение мехсостава по разрезу соответствует тому, который описывался в литературе как русловой, пойменный и перигляциальный аллювий. По мере изменения климата и ландшафтов в климатохроне менялись величина стока – от минимального через максимальный к минимальному. Менялись и в соответствии с климато-ландшафтными изменениями и режимы стока. Для климатического оптимума режим, вероятно, может сопоставляться с различными режимами современной лесной зоны. Однако, вероятно, во времени, и по разрезу режимы менялись в соответствии с природными условиями. Режимы климатического оптимума характеризуются половодьями и паводками с выходами воды на пойму. Им соответствуют разного типа боковые блуждания русла и та самая боковая эрозия. Именно она на фоне продолжающейся седиментации аллювия окончательно моделирует склон молодой террасы. Видоизменяется морфология всех предшествующих террас подмывом их склонов и разрушением их фрагментов. Именно эта, седиментационная эрозионная фаза, а не эрозионно-денудационная, производит наибольшую морфообразующую работу.

Россыпеобразование, начавшееся, как уже указывалось, в конце первой фазы цикла, максимально проявлено в начальном периоде седиментации аллювия, наиболее

грубого в разрезе и хорошо промытого, когда ещё господствует высокоскоростной, неравномерный режим водотока с высокой сепарационной способностью. Формируются пластовые концентрации тяжелых минералов [6], в отличие от рассеянных содержаний, связанных с более поздними горизонтами. Однако и в последних обнаруживаются гнездовые скопления, связанные, вероятно, с климато-ландшафтными изменениями подчиненных рангов [7] и следовательно, изменениями водного режима и, соответственно, структуры и мехсостава вмещающей толщи.

Итак, наиболее общий вывод о роли террасообразования в формировании россыпей – потенциально россыпеобразующим является каждый эрозионный цикл, образующий цикловые террасы. Хотя каждый из них обладает собственными показателями и свойствами строения пласта в соответствии с энергией и длительностью россыпеобразующей фазы цикла, определяемыми все тем же климато-ландшафтным фактором.

Второй вывод для россыпеобразования следует из индивидуальности каждого террасообразующего цикла и длительного унаследованного развития флювиальной деятельности, террасообразования в одном эрозионном понижении. Индивидуальные природные различия в показателях макроритмов и их длительности привели к различиям в морфоседиментационных результатах эрозионной деятельности разновозрастных циклов. И они явились причиной сложной истории развития долин, сложной морфологии долин, в том числе и появления погребенного аллювия, сложного пространственного взаимоотношения разновозрастных аллювиальных свит внутри долин и разнообразной степени сохранности аллювия разных этапов. Наиболее важной чертой этих долин явилось то, что уже на границе неоплейстоцена они были почти также глубоки, как современные. Поэтому положение ранне-неоплейстоценового аллювия в долине гипсометрически коррелирует с положением аллювия второй террасы. Самое глубокое положение в долинах занимает погребенный аллювий второй половины среднего неоплейстоцена. Его гипсометрический интервал охватывает положение современного дна долины, поймы, первой и, частично, второй террас. Размещение россыпей в хорошо разведанных долинах свидетельствует, что полезный компонент поступил в аллювий уже к началу неоплейстоцена, т.к. кроющий его аллювий более молодых свит не продуктивен, если сохранился в долине древний. Погребенный аллювий (двух возрастных генераций) явился промежуточным коллектором для более молодых, поздне-неоплейстоценовых, вложенных или прислоненных, аллювиальных свит, образующих в современных долинах днище или низкие террасы. Это хорошо объясняет их высокую продуктивность. И отвечает на вопрос, поставленный всем опытом горнодобывающих работ в Колымском регионе – максимальные содержания полезного компонента приурочены к низким морфометрическим уровням долин.

Литература

1. Шило Н.А. Учение о россыпях. М.2000. 632 с
2. Гричук М.П., Постоленко Г.А. Врез рек, накопление и фациальный состав аллювия в связи с ритмичными изменениями климата в позднем кайнозое // Известия ВГО, 1982, т.114, вып.3. с.215-220.

3. *Постоленко Г.А.* Палеогеографические и геоморфологические критерии стратиграфического расчленения четвертичного аллювия // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. М.1990. №59. С.39-47.
4. *Михайлов В.Н., Добровольский А.Д., Добролюбов С.А.* Гидрология. М., 2007. 463 с.
5. *Макарова Н.В., Суханова Т.В., Акинин Б.Е.* Хронология и положение аллювия в цикловом врезе речных долин. // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып.3. Мат-лы Всероссийской научной конференции «Марковские чтения» МГУ, 2011. С.204-213.
6. *Постоленко Г.А.* Условия и хронология формирования пластов автохтонных аллювиальных россыпей // Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск. 2009. С.483-486.
7. *Постоленко Г.А.* Две категории морфоседиментационной деятельности русловых потоков. Взаимодействие и результаты // Известия РАН, серия География, 2007. №3. с.41-48

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ПОБЕРЕЖЬЯ ВОСТОЧНОЙ ЧУКОТКИ В ГОЛОЦЕНЕ

Репкина Т.Ю., Каревская И.А., Новикова А.В.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
t-repkina@yandex.ru, inessa.karevskaja@yandex.ru, anhousina@yandex.ru*

Два участка побережья восточной Чукотки – окрестности поселения древних китобоев Уненен (юго-восток Чукотского п-ова, бухта Нунлигран) и памятник истории и культуры «Сиклюк – Китовая аллея» (о. Иттыгран), обследованы в 2010 г. одним из авторов в составе Берингийской экспедиции Института Наследия. История развития рельефа реконструирована на основе детального анализа морфологии рельефа, тахеометрического профилирования (выполнили В.А. Аляутдинов и А.Р. Аляутдинов), изучения 27 разрезов рыхлых отложений, спорово-пыльцевого анализа (42 образца из 8 разрезов) и радиоуглеродного датирования. Охарактеризованы морфология и состав отложений всех террасовых уровней и береговых аккумулятивных форм, сформировавшихся в позднем плейстоцене – голоцене, а для некоторых из них получены данные об абсолютном возрасте и/или облике палеоландшафтов.

Многие вопросы палеогеографии Восточной Чукотки, в том числе характер колебаний уровня моря в голоцене и соотношение изменения уровня с климатическими ритмами пока не имеют однозначного решения. Это связано как с недостаточной изученностью региона, так и с особенностями его природной среды. Преобладают абразионные и цокольные берега и террасы. Дифференцированные новейшие, в том числе голоценовые, блоковые движения в сочетании с особенностями питания различных участков берега наносами определили своеобразие береговых форм в каждой из бухт. Береговые аккумулятивные формы сложены песчано-галечным материалом, как правило, неоднократно переотложенным. Пригодные для датирования отложения приурочены к тыловым частям бухт или устьям крупных рек. При этом соотношение возраста лагунных

форм с береговыми не всегда очевидно. Все это делает определение абсолютного возраста береговых образований непростой задачей. Так, на всем побережье Восточной Чукотки и Корякии к 1999 г. было получено лишь 17 датировок голоценовых террас и береговых валов [9]. Не достаточно датировок для точной реконструкции изменений относительного уровня моря и на побережье Аляски [2, 4]. Относительно слабая изменчивость природной среды в позднем плейстоцене-голоцене, обусловленная океаничностью климата, и специфика формирования спорово-пыльцевых спектров морских и лагунных осадков затрудняют реконструкцию динамики ландшафтов. Поэтому даже полные разрезы голоценовых отложений, полученные в скважинах на шельфе, удавалось разделить лишь на ранне- и позднеголоценовые [7]. По результатам изучения спорово-пыльцевых спектров отложений оз. Эльгыгытгын (центральная Чукотка) и его котловины (кратера) в голоцене выделены два климатостратиграфических этапа: теплый ранне-среднеголоценовый (9-3 тыс. кал. л.н.) и позднеголоценовый (3-0 тыс. кал. л.н.), когда ландшафтные условия были близки к современным [11]. Исследования пространственно-временной структуры и стабильных изотопов повторно-жильных льдов кратера позволили выделить более дробные ритмы: относительное похолодание, начавшееся около 7 тыс. кал. л.н. (максимум около 4 тыс. кал. л.н.), и последующее (около 3 тыс. кал. л.н.) смягчение климатических условий до современного уровня [5]. Задачи геоархеологических исследований требуют более подробных реконструкций. Детализировать историю развития рельефа позволяют сравнительный геоморфологический анализ и возрастные датировки археологических памятников.

Бухта Нунлигран приурочена к депрессии с абс. отметками до 20 м, ограниченной на западе и востоке сопками. Днище депрессии занято серией террас, окаймляющих пресноводную лагуну. Формы ледникового рельефа не сохранились, однако в бухте на глубинах 30-40 м по данным НСП выявлены конечные морены, возраст которых оценивается как зырянский [7]. Лагуна отчленена от моря галечно-песчаной пересыпью высотой до 7.5 м с перевейными дюнами и приглубым мористым склоном. Годовая амплитуда колебаний уровня воды в озере может достигать 2.2 м.

В трансгрессивные фазы позднего неоплейстоцена – голоцена в депрессии существовали мелководные заливы. Заполнение вогнутости берега происходило в условиях дефицита осадочного материала. При понижениях относительного уровня моря дно заливов осваивалось эрозионной сетью.

Фрагменты абразионной террасы высотой 22-30 м (III терраса) – узкие площадки, выработанные в гранитах и эффузивах. Согласно региональным данным терраса сформировалась в начале позднего плейстоцена [13, 12, 7, 1] и на всех последующих этапах возвышалась над морем, постепенно затягиваясь чехлом склоновых суглинков. В конце II – начале I тыс. до н.э. (15 датировок культурного слоя в диапазоне 3.2-2.8 тыс. 14С л.н.) терраса была заселена древними китобоями [8].

Положение береговой линии наиболее древнего залива восстанавливается по тыловому шву II морской (амгуэмской) террасы. Терраса имеет 2 подуровня: абразионный (10-13 м) и абразионно-аккумулятивный (7.0-9.5 м) и сопоставляется со II надпойменной террасой с датировками 34.3 ± 0.5 – 31.5 ± 0.85 т.л.н. [14, 12].

Обстановки раннего и среднего голоцена характеризует строение I морской террасы высотой 5-7 м, датированной в разных районах Восточной Чукотки и Корякии периодом от 8.1-7.6 т.л.н. до 4.5 т.л.н. [6, 9]. Береговая линия залива располагалась на 50-

250 м бережистее современной. По результатам спорово-пыльцевого анализа накопление чехла террасы, особенно его нижних горизонтов, происходило в условиях значительно более теплых, чем современные. Это дает основания отнести время формирования террасы к периоду климатического оптимума (9-5 (?) тыс. л.н.). В окрестностях открытого залива, занимавшего депрессию, травяно-моховые и лишайниковые тундры сочетались с ерниками и зарослями ольховника, приуроченными, по-видимому, к защищенным склонам южной экспозиции. В долинах рек могли существовать лиственнично-берёзовые редколесья маревого комплекса. На берегах залива в условиях неглубокого залегания кровли многолетнемерзлых пород присутствовали заболоченные участки. Судя по разнородному гранулометрическому составу и преимущественно плохой сортировке отложений, залив значительную часть года был покрыт льдом. Верхние горизонты разреза отделены от нижних отчетливым несогласием. Эрозионные ложбины с амплитудой от 0.5 до 1 м врезаны в поверхность террасы в период незначительного падения уровня моря, которое на юге Дальнего Востока произошло 5.5 т.л.н. [10]. Последовавшее затем повышение уровня моря, было меньшим, чем до этапа врезания, а осадки накапливались в более динамичной среде. Климат района стал более суровым, однако оставался мягче современного. Строение разреза террасы подтверждает наличие в позднем-среднем голоцене двух этапов повышения относительного уровня моря, не превышавших, по-видимому, +5 м, и тенденцию к постепенному ухудшению ландшафтных условий.

Особый интерес представляет реконструкция обстановок позднего голоцена. С этим этапом сопоставляются: штормовой размыв периферийных участков I морской террасы, формирование в тылах лагуны террасы высотой 2.5-3.5 м, окончательное отчленение залива пересыпью.

На западе бухты в разрезе I морской террасы (разрез U3) склоновый чехол с датировкой подошвы 2130 ± 30 (Ле-9426) перекрывает маломощный слой плохо отмытых песков, залегающих на валунной отмостке. Отмостка бронирует суглинистый цоколь террасы (абс. отметка 5 м). Дата из подошвы склонового чехла фиксирует время, когда в результате снижения уровня моря, оно уже не препятствовало накоплению сползающих со склона суглинистых торфов. Близкие датировки (1800 ± 100 (Ле-9427)) смены прибрежно-морских условий осадконакопления континентальными получены на о. Ыттыгран [3]. Судя по составу спорово-пыльцевых спектров, в цоколе террасы вскрыты отложения одного из похолоданий позднего плейстоцена с сухим резко-континентальным климатом и криоксерофитной растительностью. Склоновый чехол накапливался в суровых, но менее континентальных условиях. Существовали близкие к современным типичные северные гипоарктические тундры, состоящие из осоково-злаковых и разнотравных сообществ. Роль древесно-кустарниковых ценозов, представленных берёзой тощей и берёзой Миддендорфа, ольховником и полярной ивой крайне мала.

В разрезе террасы высотой 2.5-3.5 на высоте 3.1-3.2 м вскрыт абразионный цоколь, выработанный в склоновых суглинках. Склоновые отложения содержат как микрофоссилии, переотложенные из осадков I морской террасы, так и более молодые зёрна пыльцы и спор, отражающие фитоценозы, близкие к современным (типичные травяно-моховые и лишайниковые арктические тундры). На современном этапе терраса подвергалась размыву при экстремальных подъемах уровня озера. Один из таких эпизодов был, вероятно, довольно продолжительным и привел к накоплению между горизонтами

склоновых суглинистых торфов с датировками $430 \pm 50 \text{BP}$ (Ле-9423) и современной (Ле-9422) маломощного прослоя суглинистого перлювия. Подуровни террасы не выражены.

Разрез пересыпи формировался в несколько этапов. Ее основание возникло во время трансгрессии климатического оптимума голоцена в результате перемыва отложений затопленных плейстоценовых террас. Об этом свидетельствует сильная минерализация большинства ископаемых спорово-пыльцевых зёрен, особенно в нижней части разреза (абс. отметки 2.6-5 м), и их древний (не позднее второй половины среднего плейстоцена) видовой состав. Во время регрессий суббореала пересыпь осыхала. В ходе подъема уровня моря она была размыта до абс. отметок около 5 м, что соответствует положению цоколя I морской террасы в разрезе U3 и высоте воздействия штормовых волн при подъеме относительного уровня моря на 2.5-3 м выше современного уровня. В максимум трансгрессии пересыпь сместилась в сторону лагуны и была незначительно надстроена, а после отступления суббореального моря – частично перевеяна. Спорово-пыльцевые спектры верхов разреза (абс. отметки 5-7 м) содержат меньше переотложенных микрофоссилий и характеризуют климатические условия мягче современных. Однако, учитывая смешанный характер ископаемых спектров и генетический тип содержащих их осадков, это предположение можно делать с большой осторожностью.

Таким образом, в строении рельефа и отложений участка хорошо выражены следы трансгрессии (3.2-2.5 тыс.л.н.) и регрессии (около 2 тыс.л.н.) на границе суббореального и субатлантического времени. Ландшафтные условия в период бытования поселения Уненен (3.2-2.8 тыс. л.н.), согласно спорово-пыльцевым спектрам образцов, отобранных из раскопа, были близки к современным и, возможно, несколько более суровыми. Близкими к современным они оставались и в дальнейшем, и лишь в период повышения уровня 3.2-2.5 тыс.л.н., возможно, были несколько мягче.

Памятник истории и культуры «Сиклюк – Китовая аллея» (о. Иттыгран) расположен на двух береговых валах, формирование которых, судя по датировкам археологических памятников, можно соотнести с этапами относительного повышения уровня моря на 2.5-3 м в позднем суббореале (3.2-2.5 тыс.л.н.) и не более чем на 1 м в субатлантическое время (около 1 тыс. л.н.) [3].

Основные этапы истории развития рельефа побережья близки к палеогеографической схеме, разработанной для юга Дальнего Востока [10]. Однако следы трансгрессии начала суббореального времени (4-3.5 тыс.л.н.) в строении рельефа обследованных участков не выражены. Повышения относительного уровня моря в раннем и среднем голоцене происходили на фоне более мягких, а в позднем голоцене – близких к современным климатических условий.

Литература

1. *Brigham-Grette, J., Hopkins, D.M., Benson, S.L., Heiser, P., Ivanov, V.F., Basilyan, A., Pushkar, V.*, 2001. Last Interglacial (isotope stage 5) glacial and sea-level history of coastal Chukotka Peninsula and St. Lawrence Island, Western Beringia. *Quaternary Science Reviews* 20, 419-436.
2. *Brigham-Grette, J., Lozhkin, AV, Anderson, PM., and Glushkova, Oyu.*, 2004, "Paleoenvironmental Conditions in Western Beringia before and during the Last Glacial Maximum" / Madsen, D.B., editor, *Entering America: Northeast Asia and Beringia before the Last Glacial Maximum*, University of Utah Press, Salt Lake UT. Chapter 2, pg. 29-61.

3. *Gusev S.V., Repkina T.Yu., Alyautdinov A.R.* Nature and antropogenous factors of Sikluk settlement formation - "Whale bone alleya" (Nort-East Beringia, Senyavinsky sraits) // Геоморфологические процессы и геoarхеология: от ландшафтной археологии до археотуризма. Москва-Смоленск. Универсум, 2012. С. 111-113.
4. *Hill, J. C., Driscoll, N., Brigham-Grette, J, Donnelly J.P., Gayes, PT, Keigwin, L.,* 2007, New evidence for high discharge to the Chukchi shelf since the Last Glacial Maximum, *Quaternary Research* 68, 271-278.
5. *Schwamborn G., Meyer H., Fedorov G., Schirrmeister L., Hubberten H.-W.* Ground ice and slope sediments archiving Late Quaternary paleoenvironment and paleoclimate signals at the margins of Elgygytgyn Impact Crater, NE Siberia // *Quaternary Research*. 2006. № 66. P. 259-272.
6. *Авенариус И.Г.* Изменение уровня моря в северной части Берингии в плейстоцене и голоцене // В сб.: «Изменение уровня моря».-М.: Изд-во МГУ, 1982, с. 134-145.
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Листы Q-60, 1 (Анадырь). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 213 с.
8. *Гусев С.В., Репкина Т.Ю., Каревская И.А.* Заселение побережья Восточной Чукотки: археологические и палеогеографические реконструкции // Материалы IV (XX) Всероссийского археологического съезда. Т. V. -М.: ГЕОС, 2014. с. 35-38
9. *Каплин П.А., Поротов А.В.* О возрасте и условиях формирования береговых образований западного сектора Берингова моря (по материалам геохронологических и археологических исследований) // Вестн. МГУ. Сер. Географ., 1999. № 3. сс. 46-51.
10. *Короткий А.М., Вострецов Ю.Е.* Географическая среда и культурная динамика в среднем голоцене в заливе Петра Великого // Первые рыболовы залива Петра Великого: Природа и древний человек в бухте Бойсмана. Владивосток: ДВО РАН, 1998. С. 9-29.
11. *Морозова Е.А., Андреев А.А, Федоров Г.Б., Швамборн Г., Ширрмайстер Л., Останин Н.Б.* История развития растительности в позднеледниковье и голоцене по данным спорово-пыльцевого анализа многолетнемерзлых пород кратера озера Эльгыгитгын // изв. РАН. Сер. Геогр., 2012. № 4. с. 69-82.
12. Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки. – М.: Наука, 1980. -296 с.
13. *Петров О.М.* Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. - Труды ГИН АН СССР, вып. 155. М, 1966.
14. *Свиточ А.А.* Корреляция событий позднего плейстоцена и голоцена Чукотки, Аляски и севера Западной Сибири (по материалам радиоуглеродного датирования) / ДАН СССР. – Т. 232.- № 5, 1977.

СТАЦИОНАРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ПРОЦЕССАМИ ЛЕДОВОГО И БИОГЕННОГО МОРФОЛИТОГЕНЕЗА НА БЕРЕГАХ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ

Репкина Т.Ю., Шевченко Н.В., Ефимова Л.Е.,
Косевич Н.И., Константинова Н.Г.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
t-repkina@yandex.ru, snatti@yandex.ru, ef_river@mail.ru, nkosevich@googlegmail.com*

Стационарные наблюдения за процессами ледового и биогенного морфолитогенеза (2009-2015 гг.) проводятся в районе ББС МГУ (губа Ругозерская, южный берег Кандалакшского залива) на трех площадках длиной по 50-80 м, расположенных в разных геоморфологических и гидродинамических условиях [1]. Комплекс работ выполняется в основные гидрологические сезоны и включает четыре блока методов, позволяющих охарактеризовать процессы ледового и биогенного морфолитогенеза во взаимосвязи с другими факторами, действующими в береговой зоне замерзающих приливных морей.

Организация наблюдательной сети включала тахеометрическую, батиметрическую (эхолотную), геоморфологическую и литологическую съемки с созданием соответствующих схем и профилей и организацию сети неподвижных реперов: на берегу вдоль контура площадки и вдоль поперечной берегу полосы шириной 1 м. Разметка полос выполнена с помощью металлических штырей, заглубленных в грунт на 1-1.5 м, маркирующих границы динамических зон и положение отдельных элементов рельефа. Реперы наблюдательной сети привязаны с помощью GPS и тахеометрической съемки.

Наблюдения за индивидуальными траекториями перемещением валунов и глыб относительно неподвижных реперов включают: 1) Выбор объектов наблюдения - обломков с размерами по длинной оси более 0.2 м, расположенных в разных динамических зонах. 2) Измерение размеров обломков, их заглубления в грунт, определение их состава, окатанности, степени обрастания водорослями и морскими организмами; расчет массы обломков, исходя из их размеров и плотности пород. 3) Фотографирование площадок и положения обломков. 4) Маркировку обломков устойчивой к воздействию воды и температуры краской. 5) Измерение положения валунов металлической мерной лентой относительно трех и более неподвижных реперов. Среднеквадратическая ошибка измерений не превышает 5 см. 6) Контрольные измерения положения валунов (съемка электронным тахеометром). 7) Обработку результатов измерений в программных пакетах AutoCad, Poligon, Arc View, Arc GIS. 8) Создание схем положения обломков и траекторий их смещений. Повторные измерения и фитоиндикационные наблюдения выполняются ежегодно после полного разрушения припая (конец мая - начало июня). Это позволяет выявить закономерности перемещения крупных обломков – «ядер концентрации» наносов, оценить объемы их аккумуляции, транзита и выноса, выявить основные механизмы их перемещения льдом.

Комплекс зимних наблюдений за ледовым морфолитогенезом береговой зоны включает: 1) Исследование морфологии ледового покрова. 2) Фиксацию положения положения границ динамических зон припая (неподвижного, подвижного, плавучего [3, 2]) и крупных неровностей ледового покрова (ледяных шатров, гряд, стамух, уступов, приливных трещин и т.д.) с помощью GPS и измерений металлической мерной лентой от

неподвижных реперов. 3) Измерение мощности льда разных динамических зон припая. 4) Измерение скоростей подледных течений в приливном цикле. 5) Определение состава и количества включений в ледовом и снежном покрове динамических зон припая. 6) Описание состояния биоценозов на разных стадиях стояния ледового покрова, в том числе – в подледных условиях. 7) Снегомерную съёмку по профилям. 8) Совместный анализ динамики ледового покрова по натурным наблюдениям и ледовым картам (ЕСИМО) и гидрометеорологических данных (метеостанция ББС МГУ, ГМС Ковда). Наблюдения проводятся ежегодно в начале (конец января – начало февраля) и конце (март-апрель) зимы. Зимой 2015 г. для ежесуточной фиксации динамики ледового покрова использована фотоловушка Ltl Acorn 5310WMG. Комплекс методов позволил установить особенности взаимодействия ледового покрова с рельефом и осадками верхней части береговой зоны, оценить объемы ледового переноса наносов разного гранулометрического состава, и, в первом приближении, – объемы биогенных включений в лед.

Комплекс наблюдений за биогенной трансформацией рельефа и осадков береговой зоны охватывает наиболее морфологически яркие проявления биогенного морфолитогенеза: перенос обломков водорослями рода *Fucus* («фукусовый перенос»), формирование штормовых выбросов водорослей на пляже, воздействие на рельеф и осадки береговой зоны безвыборочных грунтоедов - многощетинковых червей (*Arenicola marina* (L.)). 1) Для оценки объемов фукусового переноса в июне 2013 г. на каждой из площадок произведен массовый сбор «фукусовых парашютов» (водорослей с прикрепленными к ризоидам обломками), вынесенных с подводного берегового склона и мелководья. Собранный биогенный и каменный материал взвешен, определены размеры обломков. В дальнейшем аналогичные операции выполнены в пределах размеченных полос. 2) Объемы биогенных штормовых выбросов, образующих водорослевый мат, оценены в основные гидрологические сезоны методом сбора и взвешивания мата на полосе шириной 1 м. 3) Оценка механизмов и объемов воздействия многощетинковых червей выполнена путем подсчета (на полосе шириной 1 м и на площадках в целом) количества воронок и конусов, созданных пескожилами в процессе пищевой деятельности, измерения размеров этих неровностей, определения мощности и особенностей дифференциации наносов биотурбированного слоя в разрезах. Комплекс методов позволил получить первые данные об объемах биогенной трансформации рельефа и осадков береговой зоны, распределении биогенного воздействия по поперечному профилю берега, сезонной изменчивости биогенных процессов.

Комплекс наблюдений за процессами трансформации рельефа и осадков в волно-приливном поле включает ряд стандартных методов. 1) Измерение сезонных и межгодовых остаточных деформаций поверхности пляжа и приливной осушки. Оценка сезонных деформаций выполняется ежегодно летом и осенью, и, по мере, возможности – зимой, путем измерения положения поверхности относительно вершин неподвижных реперов на границах размеченной полосы. Межгодовые деформации измеряются ежегодно в конце мая - начале июня методом тахеометрического профилирования границ размеченной полосы. Используются также данные о заглублении валунов, которое измеряется ежегодно в тот же период. 2) Изучение динамики наносов и определение мощности активного слоя по поперечному профилю берега выполняется летом и осенью в разрезах у каждого из неподвижных реперов – границ размеченной полосы. Для

детального изучения динамики наносов выполняется гранулометрический анализ образцов из поверхностного горизонта (глубина отбора 0-1 см) и горизонта, залегающего непосредственно ниже активного слоя. Мощность последнего оценивается по литологическим признакам. 3) Измерение скорости течений гидрологической вертушкой в приливном цикле по поперечному профилю берега и отбор проб воды придонного горизонта для определения содержания взвешенного вещества выполняется во все гидрологические сезоны. Объем перемещенных за сезон наносов оценивается на основе данных о сезонных деформациях и мощности активного слоя в разных динамических зонах берега. По данным о скоростях течений и содержании взвеси оценены объемы перемещения наносов в приливном цикле. Полученные данные дают представление о средних объемах переноса наносов в волно-приливном поле.

В результате дана количественная оценка вклада основных факторов в процессы морфолитогенеза надводной части береговой зоны внутренних берегов заливов и проливов фиардово-шхерных побережий, получены данные о сезонной изменчивости этих процессов в зависимости от гидродинамических условий и жизненных ритмов биоты (табл. 1). В период осенних штормов ведущую роль в перемещение наносов и изменение морфологии береговой зоны играет волнение. Зимой при затухании волнового воздействия, рельеф и осадки верхней части береговой зоны трансформируются под действием припайных льдов и безвыборочных грунтоедов. В начале весны – при разрушении ледового покрова, максимальные объемы наносов перемещают припайные льды. Одновременно, вместе с волновой деятельностью, активизируется поступление в верхнюю часть береговой зоны растительных остатков. Летом, в условиях малой интенсивности волнения и увеличения численности и пищевой активности «пескожилов», идет подготовка материала к выносу осенними штормами. При этом роль волновых и неволновых факторов сопоставима.

Таблица 1. Объемы перемещения наносов на пляжах и приливных осушках в основные сезоны (м³ с 1 км берега)

Факторы, агенты	Состав наносов	Сезоны			
		Весна (май-июнь)	Лето (июль-август)	Осень (сентябрь-ноябрь)	Зима (декабрь-апрель)
Волнение	пелиты - галька	500-1000	500-2500 (в шторма - в 2-3 раза больше)	1000-4500 (в шторма - в 2-3 раза больше)	300-1500 (декабрь?)
Приливы	пелиты - пески	?	?	?	?
Припайные льды	пелиты - пески	<100-1400	0	100-200(?) (донный лед)	200-2800
	гравий - галька	?	?	?	?
	валуны - глыбы	4-15	0	0	0
Водоросли (Fucus)	органические остатки (водорослевый мат)	2-20 (?)	10-20 (?)	5-10 (?)	0
	органические остатки (фукусовый перенос)	0.5- 0.6	0.5- 0.6	0.6-1.0	0

	галька - валуны мелкие	0.4-0.8	0.4-0.8	0.5-1.0	0
Многощетинковые черви (<i>Arenicola marina</i> (L.))	пелит-пески (галька мелкая)	150-200	1700-2400	1200-1400	1100-1300

Работы поддерживались проектом РФФИ 13-05-324а.

Литература

1. Репкина Т.Ю., Шевченко Н.В., Косевич Н.И. Живые камни // Природа. 2013. № 2. С. 113-116.
2. Романенко Ф.А., Репкина Т.Ю., Ефимова Л.Е., Булочникова А.С. Динамика ледового покрова и особенности ледового переноса осадочного материала на приливных осушках Кандалакшского залива Белого моря // Океанология, 2012. Том 52. № 5. с. 1-12.
3. Чувардинский В.Г. Геолого-геоморфологическая деятельность припайных льдов (по исследованиям в Белом море) // Геоморфология. 1985. № 3. С. 70-77.

ХРОНОЛОГИЯ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ В БАССЕЙНЕ Р. ТАРБАГАТАЙКИ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ГОЛОЦЕНА

Рыжов Ю.В.¹, Голубцов В.А.¹, Кобылкин Д.В.¹, Черных В.Н.²

¹Институт географии им В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, ryv@irigs.irk.ru,

²Бурятский государственный университет

В разрезах четвертичных отложений пойм и речных террас часто наблюдается чередование прослоев отложений и почв [4]. Почвы фиксируют этапы снижения высоты паводков и активности флювиальных и аккумулятивных процессов. Большое число погребенных гумусовых горизонтов свидетельствует о ритмичности развития эрозионно-аккумулятивных процессов и позволяет выявлять этапы развития на исследуемой территории. Большое внимание в литературе уделяется изучению ведущих современных экзогенных процессов [1, 3]. Значительно меньше работ посвящено изучению этапов активизации экзогенных процессов и почвообразования в голоцене [5, 7-8]. Учитывая, что эрозионно-аккумулятивные процессы подвержены резким колебаниям скоростей [1, 3] количественная оценка их интенсивности на разных временных промежутках в значительной мере повышает достоверность реконструкций рельефа.

Территория исследования расположена в Селенгинском среднегорье в бассейне р. Куйтунки (правый приток р. Селенга). Река Тарбагатайка (Аргунь) - левый приток р. Куйтунки. Площадь водосбора 224 км², ежегодный сток 0,0003 км³ (данные поста Тарбагатай в 3 км от устья). На водосборе широко распространены аллювиальные, пролювиальные, делювиальные, золовые четвертичные отложения [2]. Выделяются три типа рельефа: эрозионно-денудационный, денудационно-аккумулятивный и аккумулятивный. Климат – резко континентальный, среднегодовая температура -2.9°C. Средние значения температуры января -26.9°C, июля 18.2°C, годовая сумма осадков

составляет 369 мм [9]. Основная их часть (74%) выпадает с мая по сентябрь. В настоящее время значительная часть бассейна Тарбагатайки занята пашнями и залежами, характеризуется активным развитием современных эрозионно-аккумулятивных процессов [6, 10].

Нами детально изучен разрез (координаты 51°27'23 с.ш., 107°22'15 в.д.) отложений I (6,0-6,5 м) надпойменной террасы на левом берегу р. Тарбагатайки в 2 км от устья. На рис. 1 приведены сведения о литологическом составе и условиях залегания отложений террасы, данные о календарном возрасте погребенных почв и их физико-химических свойствах. В разрезе вскрываются аллювиальные, делювиальные, эолово-делювиальные и пролювиальные осадки мощностью 5,3 м. Нижняя часть разреза (1,9-5,3 м) сложена аллювиальными отложениями, кровля (0-1,9 м) – отложениями покровного комплекса.

В целом выделяются следующие этапы развития речной террасы р. Тарбагатайки

1. Накопление руслового аллювия (>7,0 тыс. кал. л.н.). Аллювиальные русловые отложения залегают на глубине более 5,0 м. Смена русловых условий осадконакопления на пойменные по-видимому была обусловлена врезанием реки на 1-2 м.
2. Чередование этапов почвообразования и аккумуляция аллювиальных отложений (4,34-5,02 м) в относительно стабильных условиях осадконакопления (7,0-4,6 тыс. кал. л.н.). В условиях высокой поймы формировались погребенные почвы (7,0-6,4, 5,9-5,4 и 5,0-4,6 тыс. кал. л.н.), разделенные двумя этапами накопления аллювиальных песков. Разделяющие их горизонты отложений связаны с периодами высоких паводков.
3. Аккумуляция гумусированных песков и супесей (3,98-4,34 м) в результате поступления наносов с верховьев реки, смыва и размыва почв с водосборного бассейна 4,6-4,5 тыс. кал. л.н.
4. В правой части разреза отложений на глубинах 3,9-5,0 м вскрыта погребенная эрозионная форма глубиной 1,0 м, шириной 2-3 м, этап врезания и быстрого заполнения которой эолово-делювиальными лессовидными супесями фиксируется в интервале 4,5-4,4 тыс. кал. л.н.
5. Этап накопления слоистых аллювиальных и аллювиально-делювиальных песков (2,95-3,90 м). 4,4-4,0 тыс. кал. л.н.
6. Прерывистое почвообразование в условиях интенсивной аккумуляции аллювиально-делювиальных супесей и аллювиальных песков (1,93-2,95 м) 4,0-3,4 тыс. кал. л.н.
7. Накопление эолово-делювиальных покровных супесей, суглинков и делювиально-пролювиальных песков (1,58-1,93 м) 3,4-3,3 тыс. кал. л.н.
8. Аккумуляция эолово-делювиальных гумусированных супесей и формирование почв 3,3-1,0 тыс. кал. л.н. Этапы почвообразования относятся к временным промежуткам 3,3-3,0, 2,8-2,5, 2,0-1,6 и 1,3-1,0 тыс. кал. л.н.
9. Накопление делювиально-пролювиальных песков 1,0-0 тыс. кал. л.н.

Выявляются три периода врезания реки (7,0, 4,5-4,4 и 3,4-3,4 тыс. кал. л.н.), разделенные периодами аккумуляции наносов и почвообразования. Расчеты показывают, что темпы аккумуляции на разных этапах формирования отложений террасы варьировали в диапазоне 0,33-1,90 мм/год. Этапы формирования почв коррелируют с периодами снижения стока и высоты паводков. В периоды аридизации климаты активно протекали делювиальные, пролювиальные и эоловые процессы, преобладала аккумуляция

отложений. Полученные материалы согласуются с данными по хронологии накопления аллювиальных и озерных отложений в бассейнах рек Селенги и Верхнего Амура.

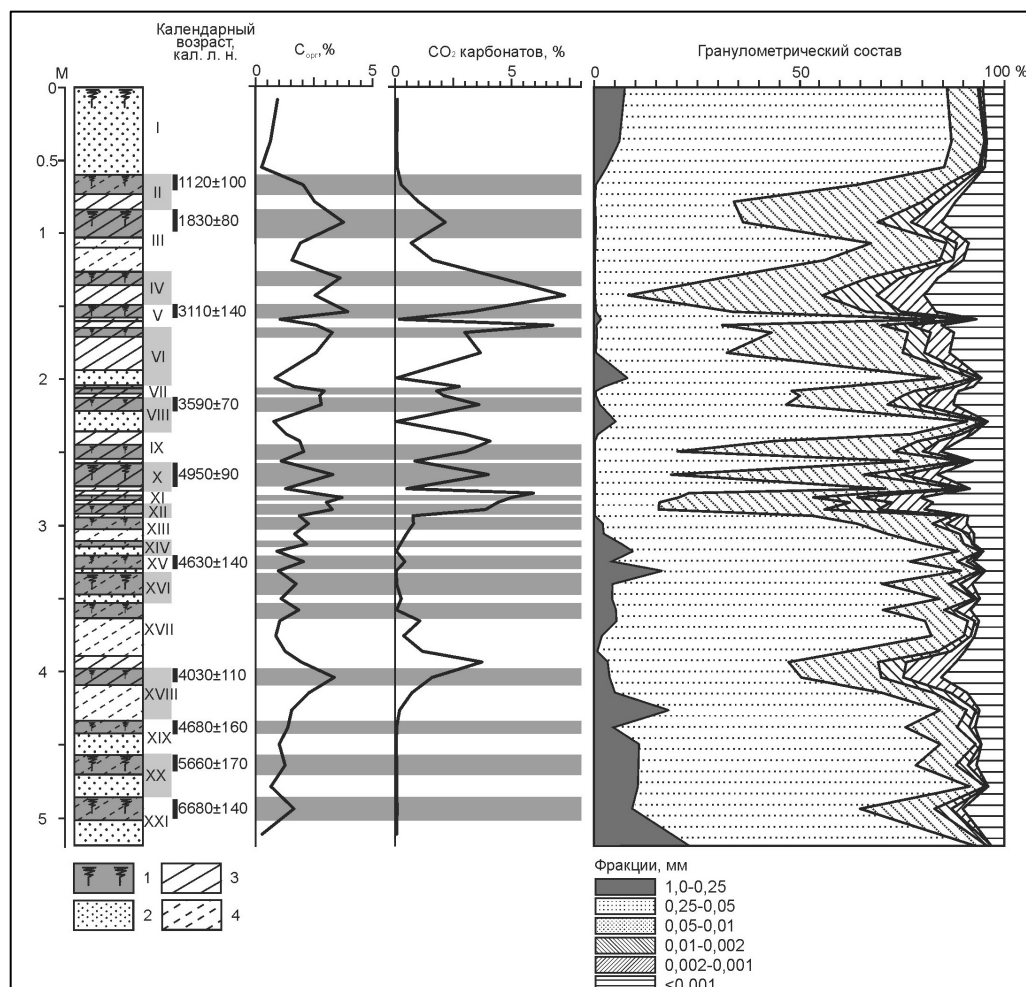


Рис. 1. Строение, литологический состав, абсолютный возраст и физико-химические свойства почв и отложений разреза Тарбагатайка. Условные обозначения: 1 – гумусовые горизонты погребенных почв; 2 – пески; 3 – суглинки; 4 – супеси.

Литература

1. Баженова О.И., Любцова Е.М., Рыжов Ю.В., Макаров С.А. Пространственно-временной анализ динамики эрозионных процессов на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Наука. Сибирское предприятие РАН, 1997. 208 с.
2. Базаров Д.-Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1968. 166 с.
3. Выркин В.Б. Современное экзогенное рельефообразование котловин байкальского типа. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 1998. 175 с.
4. Иванов А.Д., Будаев Х.Р. Овражная эрозия в бассейне оз. Байкал // Почвы бассейна оз. Байкал и пути их рационального использования. Улан-Удэ: Институт естественных наук БФ АН СССР, 1974. С. 171-183.
5. Панин А.В. Хроноструктура эрозии в центре Восточно-Европейской равнины за последние 5000 лет // Доклады РАН. 2008. Т. 423. № 2. С. 251-256.
6. Реймхе В.В. Эрозионные процессы в лесостепных ландшафтах Забайкалья (на примере бассейна р. Куйтунки). Новосибирск: Наука, 1986. 120 с.

7. Рыжов Ю.В. Хронология эрозионно-аккумулятивных процессов в овражно-балочных системах Юго-Западного Прибайкалья в голоцене // География и природные ресурсы. 2012. № 4. С. 108-116.
8. Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Кобылкин Д.В., Черных В.Н. Основные периоды почвообразования и осадконакопления в лесостепных ландшафтах Селенгинского среднегорья в позднеледниковье и голоцене // География и природные ресурсы. 2015 (в печати).
9. Справочник по климату СССР. Вып.23 Бурятская АССР и Читинская область. Часть 4. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. Ленинград: Гидрометеиздат, 1968. 428 с.
10. Тармаев В.А., Корсунов В.М., Куликов А.И. Линейная эрозия в Байкальском регионе. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра, 2004. 163 с.

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМ СОБЫТИЯМ ПРОШЛОГО

Рычагов Г.И.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
gir242@rambler.ru*

В данном сообщении мне хотелось бы остановиться на некоторых палеогеографических событиях, имевших место в неоплейстоцене на территории Восточно-Европейской равнины (ВЕР). Этим событиям посвящена огромная (без преувеличения) литература. Предложены десятки схем по стратиграфии областей, подвергавшихся покровным оледенениям, стратиграфии и палеогеографии Понто-Каспия, соотношению колебаний уровней Черного и Каспийского морей с покровными оледенениями северной части ВЕР, лессово-почвенным формациям этого региона.

Однако, несмотря на обилие опубликованных материалов по указанной выше проблематике, многое в стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена ВЕР, этой, казалось бы, хорошо изученной территории, остается не ясным, недостаточно обоснованным и дискуссионным. Доказательством этого служит, например, не только существующее множество не согласующихся между собой стратиграфо-палеогеографических схем для территории ВЕР (что в научных исследованиях вполне нормально), но, главное – бесконечная смена этих схем одними и теми же авторами без достаточных на это оснований. Объясняется это, на мой взгляд, тем, что при палеогеографических реконструкциях мало или совсем не учитываются **общегеографические закономерности**. В самом деле, в основе ледниковой стратиграфии и лессово-почвенных формаций лежат преимущественно данные палинологии с привлечением абсолютных датировок, которые, к сожалению, пока не являются абсолютными. Палеогеография Понто-Каспия строится, главным образом, на данных малакофаунистического анализа с привлечением тех же «абсолютных» датировок. Практически выпали из рассмотрения, как сказано выше, общегеографические закономерности и один из надежных методов при палеогеографических реконструкциях (особенно для верхнего неоплейстоцена и голоцена) – **геоморфологический анализ**, обладающий рядом преимуществ по

сравнению с биостратиграфическими (а в ряде случаев и с радиометрическими) данными, а именно – **материальной наглядностью**.

Целью данного сообщения является не анализ существующих палеогеографических схем и построений, а желание заострить внимание на некоторых необъяснимых (для меня, географа-геоморфолога) событиях и явлениях, вытекающих из этих схем и высказать свои соображения по затрагиваемым вопросам. Остановлюсь на некоторых примерах.

1. В настоящее время нет единого мнения о самостоятельности и границах распространения донского (раннечетвертичного) оледенения. В данном сообщении нет возможности повторять те аргументы, которые были приведены в [3 и др.], о недостаточной убедительности доводов в обоснование существования этого оледенения в том виде, как это трактуется в существующих публикациях. Проблема этого оледенения необъяснима и с физико-географической точки зрения. Исходя из общей циркуляции атмосферы (западного переноса воздушных масс в умеренных широтах Северного полушария) невозможно объяснить существование мощного центра оледенения в районе Новой Земли и Пай-Хоя, откуда якобы двигался донской ледник (достигший в пределах Окско-Донской низменности устьев рек Медведицы и Хопра) и значительно меньшего в пределах Фенноскандии, о чем можно судить по предполагаемой границе донского ледника в пределах Днепровской низменности (рис. 1). Следует отметить и то, что с физико-географической точки зрения не поддается объяснению и продвижение днепровского (а по новой интерпретации [7] – московского) ледника до Днепропетровска по Днепровской низменности и совсем не заходившего в Окско-Донскую (рис. 1).

С геоморфологической точки зрения нельзя объяснить восточную границу донского ледника. Почему, например, двигаясь с Новой Земли и Пай-Хоя, преодолев Тиманский кряж, ледник не воспользовался понижениями в рельефе в верховьях Печеры и Камы, где мог бы получить дополнительное питание со стороны Полярного и Северного Урала, и не продвинулся далее на юг по этим понижениям? Трудно объяснить восточную границу донского ледника и с чисто физической точки зрения. Ледник обошел северную часть Приволжской возвышенности, абсолютные высоты в пределах которой такие же или даже меньше, чем абсолютные высоты юго-восточных отрогов Калачской возвышенности, которую ледник преодолел в краевой части своего распространения. С географической точки зрения нельзя объяснить крестообразное пересечение границ донского и московского ледников в пределах Среднерусской возвышенности на широте Тула-Брянск (рис. 1). Нельзя не обратить внимания и на такой факт: а что в это время представляли собой Средне-русская и Приволжская возвышенности – «нунатаки»? Как мог двигаться донской ледник, мощность которого была около 100 м (если исходить из средней разницы относительных высот между названными возвышенностями и прилегающей к ним Окско-Донской низменностью) по плоской или даже с обратным, по отношению к направлению движения ледника, наклону поверхности? Из существующих источников известно, что для начала слабого движения ледника при наклоне местности в 1° нужна толщина льда > 62 м, а для заметного движения при таком же наклоне – > 600 м [2, с.158]. Но ведь даже реки, текущие по этой низменности (Хопер, Медведица и Дон) имеют уклоны более чем на порядок меньше необходимых величин.

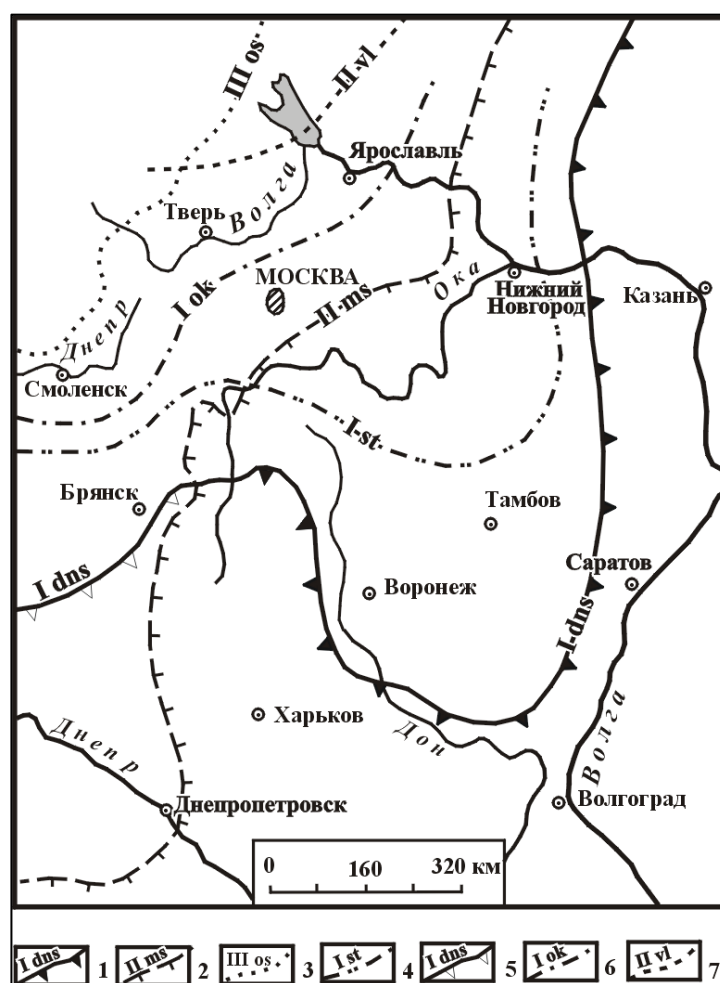


Рис. 1. Распространение оледенений в центре Восточно-Европейской равнины по [7]. Границы оледенений: 1 – донского, 2 – московского, 3 – ошастковского; погребенные границы оледенений: 4 – сетунского, 5 – донского, 6 – окского, 7 – вологодского.

2. Полный хаос (другой термин трудно подобрать) существует в стратиграфии и палеогеографии более близкого отрезка времени – среднего неоплейстоцена. Не имея возможности в тезисной форме рассмотреть мало сопоставимые точки зрения разных исследователей по этой проблематике, отошлю интересующихся к нашей монографии [4, с.8] и статье [5].

Не утихает дискуссия о количестве и границах распространения среднелепистоценовых оледенений. В центральном регионе ВЕР, южнее границ валдайских оледенений, практически все исследователи выделяли и выделяют два моренных комплекса, имеющих **площадное** распространение. В некоторых схемах в рамках среднего неоплейстоцена выделяются еще калужское и жиздринское оледенения только на основании пыльцевых спектров из разрозненных линз лихвинского (чекалинского) разреза, без стратотипов этих оледенений и границ их распространения. С физико-географической точки зрения невозможно обосновать существование раннего среднелепистоценового (печерского) оледенения в тех границах, как это показано на рис. 4 в [1].

Что же касается широко распространенных в центральном регионе ВЕР двух верхних моренных комплексов, то начиная с К.К.Маркова и И.П.Герасимова большинство исследователей считали, что верхний комплекс имеет московский возраст, нижний – днепровский. Различие мнений состояло в том, что одни исследователи считали, что эти

комплексы принадлежат двум различным оледенениям: днепровскому и московскому, другие считали московское оледенение стадией днепровского. Практически всеми максимальным признавалось днепровское оледенение.

Однако в последние два десятилетия стратиграфия среднего неоплейстоцена претерпела не только существенные, но бесконечно меняющиеся преобразования, что свидетельствует о ненадежности тех «фактов» и методов, на которых основываются эти преобразования. В данном сообщении нет возможности комментировать эти преобразования. Сошлюсь на результаты наших многолетних полевых исследований стратиграфии среднего неоплейстоцена центрального региона ВЕР и, особенно, на материалах, полученных по территории Сатинского учебно-научного полигона географического факультета МГУ им. М.В.Ломоносова (среднее течение р. Протвы). Площадь полигона более 20 км². Здесь пробурено несколько десятков буровых скважин (преимущественно до коренных пород) и описано более 20 естественных обнажений. Это позволило воспроизвести площадное распространение, условия залегания, мощность и состав каждого стратиграфического горизонта квартала центральной части ВЕР и сделать вывод о том, что средний неоплейстоцен представлен здесь двумя, различными по многим параметрам [см. 4, с.64], моренными комплексами, отделенными друг от друга мощной толщей озерно-аллювиальных межледниковых отложений, содержащих палиноспектры, характеризующие растительность смешанных лесов со значительной примесью (до 20%) широколиственных пород. Возраст верхнего моренного комплекса от 220 до 150 тыс. лет назад (т.л.н.), нижнего – от 310 до 270 т.л.н., что соответствует МИС 6 и МИС 8 морской изотопной шкалы. Возраст межледниковой толщи 265-213 т.л.н., что соответствует МИС 7 этой шкалы. Стратиграфическое положение этого среднелистоценового комплекса определяется и тем, что залегает он на лихвинских и кроется микулинскими отложениями. Наличие между моренными комплексами межледниковых отложений свидетельствует о самостоятельности днепровского и московского оледенений.

Неопровержимым доказательством самостоятельности этих оледенений и их размеров является различие рельефа областей распространения этих оледенений. Там, где наблюдается верхний (московский) ледниковый комплекс развит рельеф, именуемый в геоморфологии как **вторичная моренная равнина**. Здесь ледниковые отложения находят прямое выражение в рельефе. Южнее границы распространения верхней морены – рельеф типично **эрозионно-денудационный** и нижняя (днепровская) морена, наблюдаемая здесь, прямого участия в его строении не принимает. В сказанном легко убедиться, проехав, например, по правому берегу р.Оки от с.Ромоданово (в створе г. Калуги) в сторону г. Дугны. Здесь, в районе с. Ахлебинино, где проходит граница максимальной стадии московского оледенения, даже географ-первокурсник заметит различие в рельефе. Каждый геоморфолог знает, что для преобразования одного типа рельефа в другой требуется не один десяток тысяч лет (пример тому – прекрасно сохранившийся до наших дней ледниковый рельеф, оставленный последним ледником более 10 т.л.н.). К сказанному следует добавить, что граница московского оледенения хорошо прослеживается не только в рельефе, но является ландшафтной границей, отмечаемой и географами, и почвоведом, и ботаниками. Я, как географ-геоморфолог, считаю, что метод геоморфологического анализа в этом случае является приоритетным и дает основание утверждать, что центральная часть ВЕР в среднем неоплейстоцене испытала два крупных оледенения: днепровское (максимальное, МИС 8) и московское (МИС 6).

Эпохи каждого из этих крупных оледенений сопровождались периодами потеплений и похолоданий климата и, как следствие, осцилляцией их краевых частей как при продвижении на юг, так и при деградации.

3. Ненамного лучше обстоит дело со стратиграфией и палеогеографией верхнего звена неоплейстоцена. Но если по стратиграфии и палеогеографии последнего (осташковского, МИС 2) этапа среди исследователей существуют более или менее сходные точки зрения, то по более ранним этапам такого согласия нет. Нет единой точки зрения о ранге (самостоятельное, стадия) и границах распространения калининского оледенения (МИС 4). Мало уделяется внимания физико-географической обстановке этого времени за пределами его распространения. А ведь во внеледниковой области в это время шло интенсивное преобразование рельефа: выравнивание междуречий за счет заполнения делювиально-солифлюкционными осадками верхних звеньев эрозионной сети, образованной в домикулинское время, о чем можно судить по материалам, приведенным в [6] и многих других работах. Неоднократно в этот отрезок времени менялись климатические условия, о чем свидетельствуют не менее трех горизонтаов погребенных почв, фиксируемых в делювиально-солифлюкционных отложениях, между микулинским и брянским почвенными комплексами. Мало данных о физико-географической обстановке среднего валдая. Что было в этот длительный (более 30 тысяч лет) отрезок времени?

Из-за не учета общегеографических закономерностей возникает много дискуссионных вопросов по верхнему неоплейстоцену каспийского региона. Но это уже другая проблема, которую невозможно рассмотреть в рамках данного сообщения.

Литература

1. *Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А.* Подходы к реконструкции оледенений среднего плейстоцена. //Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы. М. ГЕОС. 2001. С. 143-150.
2. *Калесник С.В.* Очерки гляциологии. М. Гос. изд-во геогр. литер. 1963. 551 с.
3. *Макарова Н.В., Макаров В.И.* Дискуссионные вопросы стратиграфии четвертичных отложений Русской равнины //Бюлл. комис. по изучению четвертичного периода. 2004. № 65. С. 64-75.
4. Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена центра Русской равнины. // Изд-во Московск. ун-та. 2008. 167 с.
5. *Рычагов Г.И., Судакова Н.Г., Антонов С.И.* О ледниковой стратиграфии и палеогеографии центра Восточно-Европейской равнины. // Вестн. Москов. универс., сер. 5-геогр. 2012. С.36-45.
6. *Сычева С.А., Гунова В.С.* Результаты изучения позднеплейстоценового лессово- почвенного комплекса в погребенной балочной системе Средне-Русской возвышенности // Бюлл. комис. по изуч. четверт. периода. 2004. № 65. С. 86-102.
7. *Шик С.М., Борисов Б.А., Заррина Е.П.* // Проект межрегиональной стратиграфической схемы неоплейстоцена Европейской России. // Там же. С. 102-115.

НАХОДКА ПСЕВДОМОРФОЗ ПО ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫМ ЛЬДАМ В ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Стрелецкая И.Д.¹, Стром А.Л.², Корженков А.М.³, Шмелев Д.Г.^{1,4}

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва,

²ЦСГНЭО – филиал ОАО "Институт Гидропроект", Москва,

³ИФЗ РАН, Москва,

⁴ИФХиБПП РАН, Пущино

Район исследования расположен к югу от г. Петродворец в 7 км от берега Финского залива вблизи д. Низино. Местность занимает расширенную часть предглинтовой равнины и представляет собой террасированную приморскую низменность, образовавшуюся на кембрийских глинах в результате поздне- и послеледниковых трансгрессий Балтийского моря. Зброшенный песчаный карьер длиной 1000 м и шириной около 200 м находится на ровной, слабонаклонной в северо-восточном направлении поверхности с абс. отметками 41-45 м (III терраса). Борта карьера высотой 4-5 м сложены толщей переслаивающихся песков разной крупности, с гравием и галькой хорошей и средней окатанности, с прослоями галечника.

В 2002 г сотрудниками ИФЗ РАН в карьере Низино, было обнаружено около десятка клиновидных структур одинакового северо-западного простирания, а также трещины с субпараллельными стенками, заполненные инородным материалом. Датирование почвенных фрагментов внутри клиньев и трещин радиоуглеродным методом установило возраст отложений – 10230 ± 40 14С л. н. [ГИН_12172]. (калиброванное значение возраста почвы в пределах 12.4-11.75 т. л. н. кал.), и – 9240 ± 90 14С л. н. [ИГАН_3265], 8800 ± 110 14С л. н. [ИГАН_3321] (10280-10509 л. н. кал.), что согласно современной хронологии попадает на интервалы DR3 и пребореальной хронозонам [3]. Гравийно-песчаные озерно-ледниковые отложения с древесиной на правом берегу р. Дудергофка, к востоку от района исследований получили радиоуглеродную датировку 12150 ± 390 14С л. н. [МО_201] [5].

Целью наших исследований было установить генезис грунтовых клиньев с использованием комплекса палеокриологических, литологических и геофизических методов и реконструировать палеогеографические условия формирования клиновидных структур.

В 2014 году в расчистках борта карьера нами были найдены 3 клиновидные формы в песчано-галечных отложениях высотой более 3 м и шириной 1,5-2,0 по верху, заполненные разнотернистыми песками, гальками, супесями с органикой и светло-серой пылью. Одна из таких форм изображена на рис. 1.

Расширенная часть клина, показанного на рис. 1, заполнена светло-серыми супесями, хорошо читающимися на фоне ярко желтых ожелезненных вмещающих песков и галечников. Средние и нижние части этого и двух других клиньев выполнены песками и галечниками, которые попали в полость из вмещающих отложений. Слои изгибаются вниз "в клинья". Крупные гальки, попавшие в полость, вертикально ориентированы и расположены на 0, 05-0,15 м ниже галечных горизонтов, из которых они выпали. Клинья имеют узкое и клиновидное продолжение в слоистых песках, выполненное валунами. Геофизическими методами установлено, что клинья имеют значительную протяженность

и, с большой вероятностью, образуют сетку в плане. Расстояние между соседними клиньями около 20-35 м. Рядом с более крупными клиньями на глубинах 1,5 м от поверхности встречаются вложения в виде карманов (рис.1) и более мелкие песчаные жилы, высотой 0,7 м и шириной в верхней части 0,5 м. Они заполнены серо-коричневым песком, хорошо сортированным, без видимой слоистости и включений галек. Концы песчаных жил входят в горизонтальные прослои гравелистого песка.

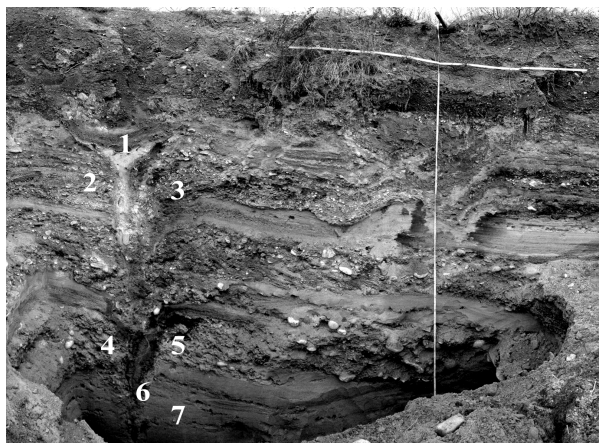


Рис.1. Клиновидная грунтовая форма и линзовидное вложение плохо сортированным материалом в 3 м к северу от клина. Цифрами указаны номера образцов.

Одним из направлений исследований дисперсных пород является поиск закономерностей изменения минерального вещества в условиях многократного промерзания и протаивания. Из отложений заполняющих, вмещающих и перекрывающих клинья взяты образцы для определения гранулометрического состава и определения коэффициента криогенной контрастности (ККК) пород. ККК, отражающий изменения структуры пород под действием криогенеза, определяется как соотношение содержания зерен кварца к полевым шпатам во фракциях крупной пыли и тонкого песка [2]. Значения ККК больше единицы свидетельствует о криогенном преобразовании пород, и чем больше, тем в более холодных условиях. Одновременно, чем ниже температура пород, тем глубже проникают морозобойные трещины. Анализ образцов показал, что породы, вмещающие и заполняющие клинья, имеют значения ККК близкие или больше 1 (рис. 2). В особо суровых условиях формировались отложения, заполняющие верхние части клиньев и изначально песчаные жилы. Значения ККК из супесей 1 (см. номера и места отбора образцов на рис. 1) составляет 2,56. Температуры, реконструируемые по ККК, соответствуют температурам пород в антарктических оазисах – -8°C (ККК – 1,6-1,8) [6]. Значения ККК, указывающие на активные процессы криогенеза в прошлом, получены по нескольким образцам ККК=1,48 (6); ККК=1,90 (4); ККК=1,02 (7); значения ККК близкие к 1 (0,79 и 0,87) характеризуют пески в месте отбора 3 и 5 (см. рис.1). Один образец показал значения ККК 0,35 (2). Значения ККК меньше 1 характерны для отложений, которые формировались вне воздействия криогенеза. Такие отклонения в нашем случае, объясняются активным преобразованием полевых шпатов в каолиниты при химическом или биологическом выветривании в верхних частях разреза уже после деградации мерзлоты в голоцене. На процесс биохимических преобразований указывает и повышенное содержание смектита (до 20%) в этих образцах.

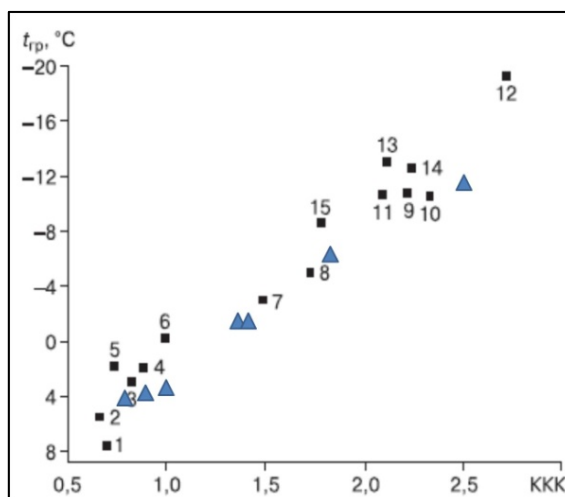


Рис. 2. Связь коэффициента криогенной контрастности (ККК) и среднегодовой температуры поверхности грунтов (t_p) в различных районах [1]. Черные квадраты и цифры: 1-5 – подзолистые почвы (Белоруссии, Подмосковья, средней тайги); 6-8 – (северной тайги и южной тундры Европейского Севера); 9-11 и 13-15 – почвы и элювий районов Приморских низменностей; 12 – элювиально-солифлюкционные отложения (Памир, абс. высота 6200 м, край фирнового плато). Треугольниками показаны значения ККК, пород в районе Низино, Ленинградская область.

Позднеплейстоценовый криогенный комплекс хорошо изучен на территории Польши, России, Германии и других Западноевропейских стран, его признаки сохранились в виде реликтовой полигональной морфоскульптуры, свойственной почти всем геоморфологическим уровням. Полигональные структуры рельефа сочетаются с клиновидными формами (псевдоморфозами по полигонально-жильным льдам (ПЖЛ), изначально грунтовыми и песчаными жилами), инволюциями и криотурбациями в реликтовом слое сезонного протаивания и промерзания. Сплошные многолетнемерзлые породы существовали между 28 тыс. л.н. и 18 т.л.н. в долинах рек и на низменностях к югу от 51 град. с.ш. на территории Польши и Северо-западной Украины [7]. Экспансия многолетней мерзлоты наступила после относительно теплого брянского интервала (29-25 т.л.н.). Польские авторы отмечают усиление континентальности и суровости климата к концу последнего криохрона, широкое распространение изначально песчаных жил и эоловых процессов. Такие явления и процессы характерны для районов распространения современной сплошной мерзлоты с низкими температурами пород Сибири. Псевдоморфозы могут наследовать от ПЖЛ три признака [4]: полигональное расположение в плане, клиновидные формы в поперечном разрезе, деформации вмещающих пород на контакте с жильными телами. При оттаивании псевдоморфозы могут приобрести дополнительные признаки: следы опускания вмещающих пород в сторону полости, следы обрушения в полость пород, перекрывающих ледяную жилу, пустоты на месте вытаявших жил.

Полигональное расположение жильных тел в плане – одно из свидетельств их морозобойного происхождения. Максимально известные вертикальные размеры псевдоморфоз по ПЖЛ в малоледистых отложениях 5-6 м. Так как ПЖЛ между параллельными жилами имеют расстояние от 3-4 м, а чаще от 6-8 до 20-40 м, то и расстояние между псевдоморфозами будут укладываться в эти пределы.

В Ленинградской области в районе Низино надежно реконструируются позднеплейстоценовые многолетнемерзлые породы по палеокриогенным признакам.

Наше исследование не подтвердило распространение ледникового покрова или глубокого приледникового озера в районе Финского залива в последниковое время. На наш взгляд, не подтверждается и сейсмическая природа клиновидных структур.

1. *Конищев В.Н.* Взаимосвязь состава и температуры криогенных почв и грунтов // Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 1998, № 3, с. 9-14.
2. *Конищев В.Н., Рогов В.В.* Методы криолитологических исследований. М., Изд-во Моск. Ун-та, 1994, 135 с.
3. *Никонов А.А., Русаков А.В.* Уникальная находка раннеголоценовой погребенной почвы на южном побережье Финского залива: условия нахождения, залегание, возраст // Почвоведение. 2010. № 1. С. 1-12.
4. *Романовский Н.Н.* Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, 1977. – 215 с.
5. *Серебрянный Л.Р., Пуннинг Я.-М.К.* Результаты палинологического и радиохронометрического исследования погребенного голо-ценового торфяника в районе Горелово-Койеро-во под Ленинградом. В кн.: Голоцен. М.: Наука, 1969, с.101-110.
6. *Шмелев Д.Г.* Роль криогенеза в формировании состава позднечетвертичных мерзлых отложений оазисов Антарктиды и Северо-востока Якутии // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, №1, 41-57.
7. *Zielin'ski, P., Sokołowski, R. J., Fedorowicz, S. & Zaleski, I.* Periglacial structures within fluvio-aeolian successions of the end of the Last Glaciation – examples from SE Poland and NW Ukraine. Boreas 2013, 10. 1111/bor.12052. ISSN 0300-9483.

Судакова Н.Г., Антонов С.И., Рычагов Г.И.

В центральном регионе проведены детальные комплексные исследования и сопоставление важнейших опорных разрезов, включая стратотипические – Чекалинский и

Сатинский, с целью надежного обоснования их стратиграфического расчленения и корреляции маркирующих горизонтов В настоящем сообщении нам хотелось бы еще раз остановиться на сопоставлении этих наиболее полных для центральной части Восточно-Европейской равнины (ВЕР) стратотипических разрезов в дополнение к прежним публикациям [5; 3; 7; 8, 6, 9 и др.]. Обусловлено это тем, что несмотря на представительность имеющихся данных, до сих пор продолжается дискуссия, касающаяся самостоятельности днепровского и московского оледенений, ранга, разделяющих их межморенных слоев, границ распространения окского, днепровского и калининского ледниковых покровов. Правда, следует отметить, что в последнее время наметилось некоторое сближение альтернативных позиций в важном вопросе расчленения среднерусского надгоризонта. Так, в новом проекте региональной стратиграфической схемы вместо пробела на месте раннесреднеплейстоценового оледенения (МИС-8) представлен ледниковый горизонт [10]. Однако, не нашел признания предложенный нами ранее региональный парастратотип второго среднеплейстоценового межледниковья (МИС-7) – сатинский [4].

На основе ревизии имеющегося фактического материала и вновь полученных данных удалось найти взвешенные решения по затронутым выше дискуссионным вопросам. Сопоставление эталонного Чекалинского разреза, уникального по полноте геологической летописи, с детально изученным – Сатинским страторайоном [3 и др.] позволяет более достоверно воссоздать развитие палеогеографических событий среднего неоплейстоцена в центральной части ВЕР.

В Сатинском страторайоне (бассейн р.Протвы) охарактеризован стратотип двухъярусного среднерусского надгоризонта, включающего днепровский (МИС 8) и московский (МИС 6) ледниковые горизонты, разделенные мощной озерно-аллювиальной межледниковой толщей (МИС 7), накапливавшейся в интервале 265-213 т.л.н. и вмещающей (по заключению Е.М.Малаевой) палиноспектры, характеризующие растительность смешанных лесов со значительной примесью (до 20%) широколиственных пород [1; 7]. С открытием на Сатинском полигоне этих межледниковых отложений появились веские дополнительные основания для признания самостоятельности днепровского и московского оледенений. В бассейне Протвы среднеплейстоценовый комплекс ледниковых отложений находится в ясных условиях залегания между лихвинским и микулинским горизонтами, приобретая статус ареального стратотипа. Широкое распространение горизонтов днепровской (310-270 т.л.н.) и московской (220-150 т.л.н.), морен, четко различающихся между собой по контрастной литологической характеристике, позволяет их коррелировать на значительных расстояниях [5; 6; 9]. Ареальные стратотипы днепровского и московского оледенений приобретают важное корреляционное и палеогеографическое значение.

Получено климатостратиграфическое и геоморфологическое подтверждение стадийного развития длительного (220-150 т.л.н.) московского оледенения, о чем свидетельствуют установленные потепления климата в периоды между подвижками ранней калужской (220-200) и более поздней боровской (170-168 т.л.н.) стадий [1; 6].

До сих пор не исчерпаны разногласия по поводу самостоятельности и масштабности калининского оледенения в Верхнем Поволжье. Фиксация 2-3х метровой основной морены (калининской – МИС 4), залегающей в окрестностях Дмитрова, в Ржевском и Рыбинско-Тутаевском Поволжье в едином разрезе над достоверно установленным микулинским горизонтом и перекрытой позднеплейстоценовыми лёссовидными суглинками, служит прямым доказательством распространения калининского оледенения в регионе и дает основание для уточнения и расширения его границ в центральном секторе ВЕР [2; 5; 6; 4 и др.].

По совокупности имеющихся геологических, геоморфологических, лито- и биостратиграфических материалов под контролем палеомагнитных и геохронологических данных в центральном регионе ВЕР стратиграфически выше лихвинских слоев в среднерусском надгоризонте уверенно выделяются два ледниковых горизонта – днепровский и московский, разделенные сатинским межледниковым горизонтом (рис.1).

Рис. 1. Стратиграфические подразделения среднего и позднего неоплейстоцена центра Восточно-Европейской равнины.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЦЕНТРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ ПО МАТЕРИАЛАМ АВТОРОВ [4]						
Шкала абсолютного возраста (тысячи лет назад)	Звено неоплейстоцена	Надгоризонт	Горизонт, подгоризонт		Временные рубежи (т. л. н.)	Изотопно-кислородные стадии
50	ВЕРХНЕВАЛДАЙСКИЙ				12	1
			Осташковский		24	2
			Ленинградский		50	3
			Калининский		70	4
100	СРЕДНЕМОСКОВСКИЙ		Микулинский			5
			130	6		
150			Московский		Верхний	
					Средний	180
					Нижний	200
200					220	7
250			Сатинский			
					270	8
300			Днепровский			
			Чекалинский		310	9
			Калужский		320	10
350					340	11
400			Лихвинский			
450	НИЖНЕОКСКИЙ				460	12
500			О к с к и й			

Результаты проведенного комплексного исследования дают основания рассматривать территорию цент-ральных районов ВЕР в качестве опорного страторегиона для реконструкции палеогеографической ритми-ки среднего и позднего неоплейстоцена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ – Грант № 14-05-00222.

Литература

1. Антонов С.И., Малаева Е.М., Рычагов Г.И., Судакова Н.Г. Климатостратиграфические подразделения московского горизонта юго-западного Подмосковья //Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 3. С. 100-112.
2. Арсланов Х.А., Судакова Н.Г., Соколова Н.С. Новые данные о возрасте, стратиграфическом положении и палеогеографических условиях накопления разреза Долгополка //Докл. АН СССР. 1974. Т. 215, № 5. С. 1191-1194.
3. Комплексный анализ среднечетвертичных отложений Сатинского учебного полигона / Под. Ред. Г.И.Рычагова, С.И.Антонова. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1992. 128 с.
4. Палеогеографические закономерности развития морфолитосистем Русской равнины. Районирование. Стратиграфия. Геоэкология. М. 2013. 96 с.
5. Разрезы отложений ледниковых районов центра Русской равнины / Под ред. К.К.Маркова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977, 198 с.
6. Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена Центра Русской равнины. М.: Изд-во РАСХН, 2008. 167 с.
7. Рычагов Г.И., Антонов С.И., Судакова Н.Г. Ледниковая ритмика среднего плейстоцена центра Русской равнины (по материалам Сатинского страторайона) // Вестник Моск. ун-та сер. 5, география. 2007, №4. С.15-22.
8. Судакова Н.Г., Писарева В.В., Маркова А.К. Климатостратиграфические подразделения окско-днепровского этапа в центре и на юге Восточноевропейской равнины на основе сравнительного анализа литостратиграфических, палинологических и палеотерио-логических данных //Фундаментальные проблемы квартера: итоги и основные направления дальнейших исследований. М.: ГЕОС, 2007. С. 400-402.
9. Судакова Н.Г. К вопросу о стратотипах ледниковых горизонтов в центральном регионе Русской равнины //Бюлл. РМСК по центру и югу Русской платформы. Вып. 5, М. 2012. С. 162-172.
10. Шик С.М. Горизонты неоплейстоцена Центра Европейской России: сопоставление со ступенями стратиграфической шкалы. Стратотипы и гипостратотипы. // Бюл. Комиссии по изуч. Четвертичного периода. № 73. 2014. С. 52-62.

ФОРМИРОВАНИЕ БОЧАЖИННЫХ РУСЕЛ МАЛЫХ РЕК В РАЗЛИЧНЫХ ПРИРОДНЫХ ЗОНАХ

Тарбеева А.М., Крыленко И.В., Сурков В.В., Романенко Ф.А.

МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, amtarbeeva@yandex.ru

Существенное влияние внешних факторов на русло малого водотока выражается в образовании специфических форм русла, не свойственных более крупным рекам. Одной из характерных специфических форм русел малых рек являются бочажинные русла,

характеризующиеся наличием резких и глубоких расширений. Частным случаем бочажинной формы является четковидная форма русла, представляющая собой сопряженное чередование глубоких расширенных и мелководных суженных участков. Непостоянство ширины русла, связанное с неравномерностью скоростей водного потока, характерно для многих естественных водотоков и выражается в чередовании плесов и перекатов [4]. Однако обычно изменение ширины русла не превышает 50%. Под влиянием внешних факторов могут образовываться расширения русла, превышающие нормальную (среднюю) ширину русла в 2-10 раз. Чаще всего бочажинная форма русла проявляется на малых реках, имеющих небольшую мощность водного потока и малый сток наносов.

Ярко выраженная бочажинная или четковидная форма русел малых рек наблюдается в различных природных условиях и может быть связана с разными причинами. Ряд этих причин имеет зональную приуроченность, но существуют и интразональные. К последним относятся неоднородная устойчивость горных пород к размыву, неравномерное зарастание заболоченных русел, образование водоворотов вблизи препятствий в русле, подрусловая разгрузка напорных вод [1-3].

В зоне тундры, в пределах многолетнемерзлых пород, формирование четковидного русла связано с вытаиванием льда в узлах решетки полигональных трещин, где образуются глубокие озеровидные расширения [6]. В периоды низкого стока такие русла нередко превращаются в цепочки озер. Расширения русел могут достигать 20-30 м в диаметре и 2-3 м глубины при нормальной ширине русла 1-2 м. Неравномерная ширина и глубина русла способствует дальнейшему расширению озеровидных котловин, так как вода в них может прогреваться летом до 18-20°C, что способствует еще большему вытаиванию мерзлоты [7]. Формирование таких русел характерно для толщ, имеющих полигонально-жильные льды. Наши наблюдения на Северо-Восточном Ямале в районе пос. Тамбей показали, что четковидность русла может быть не только признаком деградации мерзлоты, но ее новообразования. Четковидные русла часто наблюдаются на участках рек, дренирующих днища хасыреев или текущих в пределах пойм более крупных рек, где наблюдается промерзание отложений. Часто четковидную форму имеют отмирающие пойменные протоки больших рек (рис. 1А).

Формирование бочажинных русел в степной зоне чаще всего объясняют процессами деградации малых рек: при заилении русла на перекатах возникают благоприятные условия для зарастания и русло превращается в цепочку озер, образованных на месте бывших плёсов [1-3].

Наши исследования показали, что большинство малых рек степной зоны не имеет ярко выраженного бочажинного строения русла. В результате деградации русло по всей ширине заполняется илистыми наносами и зарастает влаголюбивой растительностью, сквозь которую фильтруется меженный сток воды, иногда разбиваясь на рукава. Ярко выраженные озеровидные расширения русла, имеющие значительную (до 2-5 м) глубину, округлую или слегка продолговатую форму, одиночные или расположенные сериями по несколько близких по размерам форм, встречаются лишь на локальных участках степных рек (рис. 1Б). Нами такие участки русел обнаружены на некоторых реках бассейна Урала (Большой Кумак, ручей Ташкут, пойменная протока р. Ори), Дона (Тихая Сосна, Икорец), Нижней Волги (Иловля, Большая Казанка). При этом русла соседних рек тех же размеров зачастую не имеют бочажинного строения. Процессом заиления трудно объяснить столь ярко выраженную бочажинную морфологию и узкую локальность распространения таких

русел. Детальные исследования на ключевых объектах в бассейне р. Урал в Оренбургской области показали, что наиболее вероятной причиной формирования четковидных расширений русел являются интенсивные суффозионные процессы в пойме, которым способствует разнородный состав аллювиальных отложений и высокая карбонатность пород. В исследованных районах суффозонные воронки наблюдаются не только на поймах, но и на террасах и междуречьях.

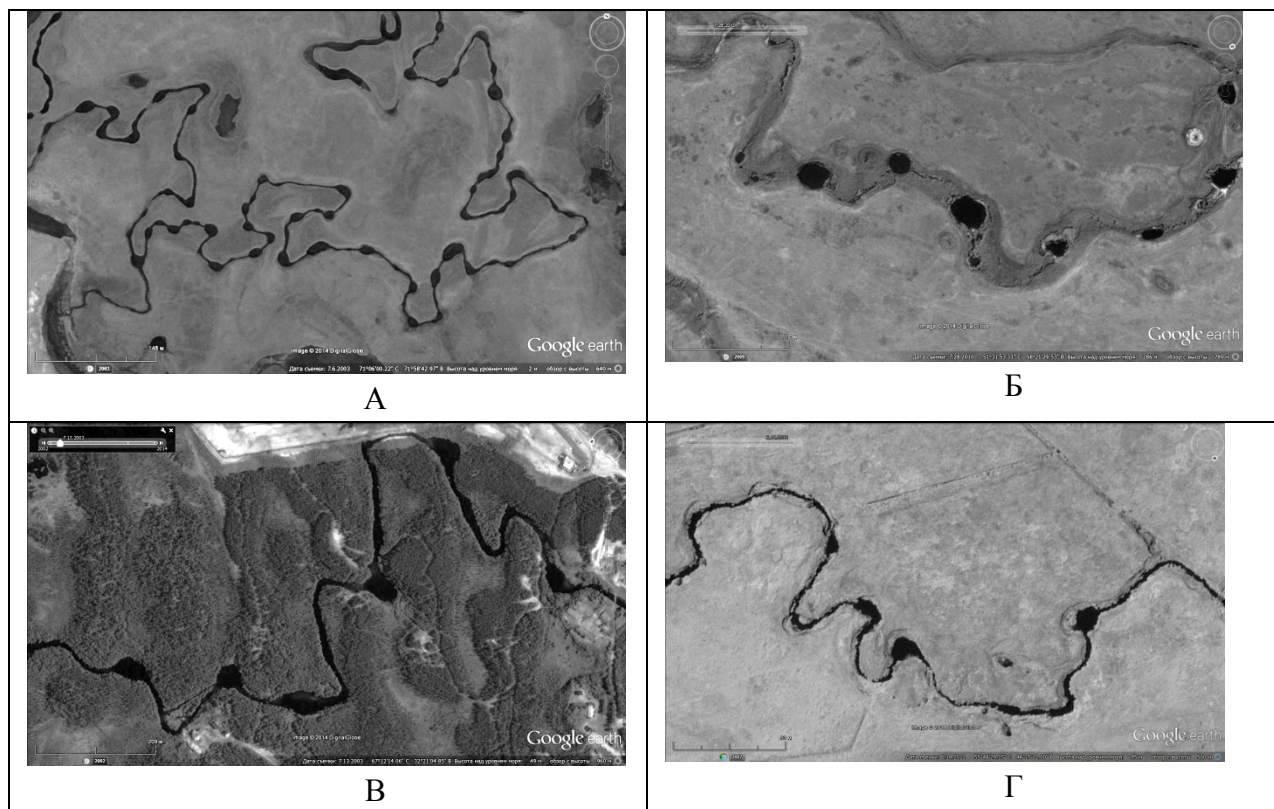


Рис. 1. Четковидные и бочажинные русла в различных природных зонах (космические снимки GoogleEarth): А – пойменная протока р. Халтэсэ на Северо-Восточном Ямале; Б – ручей Ташкут (Оренбургская обл.); В – река Лупче-Саввино (район г. Кандалакши); Г – река Озерка (приток Кудьмы, Нижегородская обл.).

Бочажинные русла, формирующиеся в других природных зонах, имеют, как правило, косвенную связь с зональными процессами.

Так, наиболее частой причиной бочажинного строения русел *лесной зоны* является образование водоворотов в вершинах крутых излучин и наличие препятствий в руслах. Формированию крутых излучин способствует суглинистый состав пойменных отложений [5], характерный для моренных областей, а препятствиями в русле чаще всего служат древесные заломы – характерный элемент лесной зоны. К сожалению, дистанционное выявление таких русел затруднено из-за высокой заселенности пойм.

В *зонах лесотундры и северной тайги*, по периферии областей последнего оледенения часто наблюдаются ритмично расположенные расширения русел, связанные с пересечением моренных или флювиогляциальных гряд. Нами наблюдались такие расширения русел в районе г. Кандалакши (рис. 1В) и в районе г. Лабытнанги (р. Вындяда). Хотя существует предположение, что такие русла по периферии зоны оледенения являются реликтами многолетнемерзлых толщ (А.А. Губарьков, устное сообщение).

При проведении полевых работ нами наблюдалось формирование расширений русел, связанное с пересечением рекой неровной кровли коренных пород (траппов в Восточной Сибири), а также при интенсивном врезании извилистого русла реки Озерки (Нижегородская область) в результате спуска прудов (рис. 1Г). В последнем случае, в результате выхода поймы из режима затопления произошло увеличение удельных расходов воды, что приводило к интенсивному размыву обоих берегов в вершинах излучин, параметры которых не соответствовали новым расходам. К тому же при врезании русла в нижней части берегов обнажились глинистые толщи, что провоцировало образование оползневых ниш на вогнутых берегах излучин.

Проведенные следования показали морфологическую схожесть четковидных и бочажинных русел в различных природных зонах, притом, что причины и механизмы их образования крайне разнообразны. Между тем, анализ причин образования бочажинных русел в том или ином регионе позволяет использовать их в качестве индикатора ряда геоморфологических процессов, особенностей геологического или мерзлотного строения территории.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ (проект НШ-1010-2014.5) и гранта РФФИ (проект № 14-05-00549).

Литература

1. Бутаков Г.П., Дедков А.П., Кичигин А.Н., Мозжерин В.И., Голосов В.Н., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В. Малые реки как наиболее уязвимое звено речной сети. Эрозионные и русловые процессы. вып.2. М.: 1996, 56-70.
2. Бутаков Г.П., Ермолаев О.П., Мозжерин В.И., Ковальчук И.П., Литвин Л.Ф., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В. Формы проявления эрозионно-аккумулятивных процессов на малых речных водосборах. В сб.: Эрозионные и русловые процессы, Луцк, 1991, с.19-42.
3. Маккавеев Н. И., Чалов Р. С. Русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 264 с.
4. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 356 с.
5. Чалов Р.С., Завадский А.С., Панин А.В. Речные излучины. М.: изд-во МГУ. 2004. 371 с.
6. Hopkins D., Karlstrom T., Black R. et al. Permafrost and ground water in Alaska // Geol. Surv., Prof. Pap. Washington, 1955. 264 F. 146 p.
7. Oswood M. W., Everett K. R., Schell D. M. Some physical and chemical characteristics of an arctic beaded stream // Holarctic ecology. Copenhagen, 1989. 12. 290-295 p.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ЭРОДИРОВАННОСТЬ ФАНЕРОЗОЙСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Токарева Е.А.

*Российская Государственная Библиотека,
tokarevaelena@gmail.com*

В силу изначальной неравномерности распределения и различных величин суммарного денудационного среза интрузивные комплексы играют далеко не одинаковую роль в строении тех или иных тектонических элементов Северной Евразии.

В пределах территории бывшего СССР интрузивные массивы не вскрыты под осадочным чехлом древних платформ и молодых плит, а также в некоторых достаточно молодых горных сооружениях (например, Верхоянском хребте). Среди интрузий преобладают гранитоидные, также широко распространены основные и щелочные; ультраосновные и основные приурочены в основном в офиолитовым комплексам.

В пределах древних платформ магматические образования фанерозоя развиты на небольшой площади. На протяжении большей части их геологической истории для них был характерен низкий тепловой поток (кроме авлакогенов). Только в некоторых зонах древних платформ имели место региональные проявления палеозойского щелочно-основного (например, Хибин, Ловозеры) и щелочно-ультраосновного (например, Африканда, Себлявр и др.) магматизма [1].

Наибольшие площади распространения интрузий отмечаются в пределах складчатых областей. Многочисленные гранитоидные интрузии выходят на поверхность в пределах Таймыро-Североземельской зоны, на восточном склоне Урала, в складчатой области Казахского нагорья, Алтае-Саянской горной страны, Чукотской складчатой области, Кони-Тайгоносской складчатой зоны и в Сихотэ-Алине.

Гранитоидные интрузии, сформировавшиеся в палеозойское время, наиболее широко представлены на уровне современного эрозионного среза. Они занимают обширные площади в пределах складчатых областей (Байкальской складчатой области, складчатой области Казахского нагорья, восточной части Уральского складчатого пояса, складчатой области Тянь-Шаня, Алтае-Саянской складчатой области, Буреинского массива) и в пределах щитов древних платформ (западная часть Алдано-Станового щита). Длительная история развития, включающая тектоническую ремобилизацию, привела к большой эродированности этих массивов – магматические породы занимают большие площади, приурочены к возвышенным участкам рельефа, разбиты крупными разломами и имеют тектонические контакты.

Мезозойские гранитоидные интрузии также широко распространены. Они приурочены, в основном, к восточным регионам (зонам мезозойской и кайнозойской складчатостей): Верхояно-Чукотской складчатой области, Кони-Тайгоносской складчатой зоне, Сихотэ-Алинской складчатой системе. Однако некоторые горные сооружения мезозойского возраста эродированы незначительно и магматические породы на них не вскрыты (Верхоянский хребет). Мезозойские массивы намного менее эродированы: они небольшого размера, изометричной или удлиненной формы, занимают повышенное положение в рельефе.

В тоже время на Алдано-Становом щите, а также в ряде других областей Восточной Азии в юрское и меловое время произошла тектонотермальная активизация. В результате в ряде районов образовались мезозойские вулканоплутонические щелочные массивы и гранитоидные интрузии [2]. В восточной части Станового мегаблока крупные массивы мезозойских гранодиоритов и гранитов занимают до 20% его площади.

В пределах Кавказского складчатого сооружения, Срединного хребта Камчатки и в ряде районов Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса на уровне современного среза представлены кайнозойские интрузивные породы. Они образуют разобщенные небольшие чаще всего изометричные в плане массивы. Наличие таких молодых интрузий говорит о достаточно высоких темпах денудации в этих районах. С другой стороны, в некоторых складчатых областях с помощью бурения удалось установить наличие интрузий в фундаменте. Например, в фундаменте Тимано-Печорской складчатой области, выявлены гранитоидные интрузии кембрийского возраста, прикрытые мощным чехлом осадочных отложений [3].

Литература

1. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Глазнев В.Н., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Кольская щелочная провинция в палеозое // Российский журнал наук о Земле, Т.3, №1, 2001. с. 3-38.
2. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). – М.: Изд-во МГУ, 1996. – 448 с.
3. Тимано-Печерский седиментационный бассейн. Атлас геологических карт (литолого-фациальных, структурных и палеогеологических) / Н.И. Никонов и др. – Ухта: Изд-во «ТП НИЦ», 2000.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА В АКВАТОРИИ ЕНИСЕЙСКОГО ЗАЛИВА КАРСКОГО МОРЯ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Трубкин И.П.¹, Шипилова Л.М.²

¹Всероссийский научно-исследовательский институт охраны природы,
trubkin.ivan@bk.ru,

²МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
lm-shipilova@rambler.ru

Минеральные и органические вещества, переносимые Енисеем во взвешенном состоянии играют важнейшую роль в физических, химических и биологических процессах его залива и Карского моря. Эти взвеси (частицы разнообразного происхождения, пассивно взвешенные в морской воде и согласно А.П. Лисицыну [2] имеющие размеры от 0,5 мкм до 1 мм) рассматривают при геологических изысканиях, строительстве морских объектов месторождений, берегозащитных мероприятиях, при контроле загрязнения в береговой зоне. Особый интерес вызывают данные о транспорте взвеси в придонной области, которые сложно получить экспериментальным путем из-за многообразия

природных условий и большой трудоёмкости работ в море. В известных публикациях таких данных, нет.

В работе представлены результаты математического моделирования пространственных характеристик взвешенного вещества в придонной области и деформаций дна в Енисейском заливе. Рассмотрены случаи накопления массы взвеси за один месяц при различных величинах стока в период июньского паводка (80929 м³/сек), осенней межени в октябре (13994 м³/сек) и с учетом одного 3-х дневного шторма, и в штиль. Масса взвеси принята согласно Н. М. Страхову [5] как 0,002% от общего стока.

Расчет переноса взвеси выполнялся имитационным методом блуждающих частиц-маркеров [1, 4]. Метод основан на лагранжевом подходе к рассмотрению движения среды. Примеси в этом методе задаются совокупностью большого числа отдельных частиц, в каждой из которых содержится по одной условной единице примеси. Количество частиц в единичном квадрате моря определяет концентрацию взвеси в данном районе. Частицы участвуют в двух типах движений: они переносятся существующими морскими течениями и совершают флуктуации из-за турбулентных "добавок" к полю этих течений. Источник примеси задан непрерывно действующим. Масса вещества, выбрасываемого в море, распределена во времени с известной интенсивностью, пропорциональна количеству выпускаемых частиц-маркеров.

Расчеты наносов при шторме производились на основе электронных карт, содержащих батиметрию и контуры береговых линий Енисейского залива с учетом режимных данных ветра в шторме (табл. 1) с различной обеспеченностью для 8 румбов направлений устойчивого ветра. По выбранным величинам скоростей и направлений ветра были рассчитаны поля течений, ветровых и инфрагравитационных волн, и затем поля расходов наносов, деформаций рельефа дна по методике, изложенной в [6].

Таблица 1. Расчетные скорости ветра, возможные 1 раз в год, и повторяемость ветров различных направлений (средняя за год) в Енисейском заливе

Направления	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Скорость, м/с	20,5	20,5	19,4	20,0	19,9	21,7	21,1	21,0
Повторяемость, %	11,6	17,7	15,3	15,7	13,2	10,5	8,3	7,7

Результаты расчетов показали характерные особенности пространственного распределения взвешенного вещества в акватории Енисейского залива.

Из материалов следует, в частности, что подавляющая часть речных взвесей осаждается вблизи устья Енисея, где идет лавинное осаждение взвеси и осветление вод (маргинальный фильтр по Лисицыну) [3]

В штилевых условиях (рисунок 1) формируется устойчивая зона аккумуляции наилка (осадка взвеси) на дне с параметрами площади, объема, высоты (относительной деформации дна), пропорциональными величине стока.

В штормовых условиях (рисунок 2) зона аккумуляции наилка на дне существенно трансформируется в зависимости от величины стока и направления волн в шторме. В период июньского паводка устойчивая зона наилка сохраняется, а параметры зоны изменяются в зависимости от направления векторов стокового течения и ветрового

течения в шторме. В период осенней межени в октябре зона наилка не так устойчива и её параметры трудно выделить.

Расчетные данные деформации дна на всей акватории Енисейского залива характеризуют разнообразные изменения пространственного положения зон размыва и аккумуляции наносов в зависимости от направления волн в шторме.

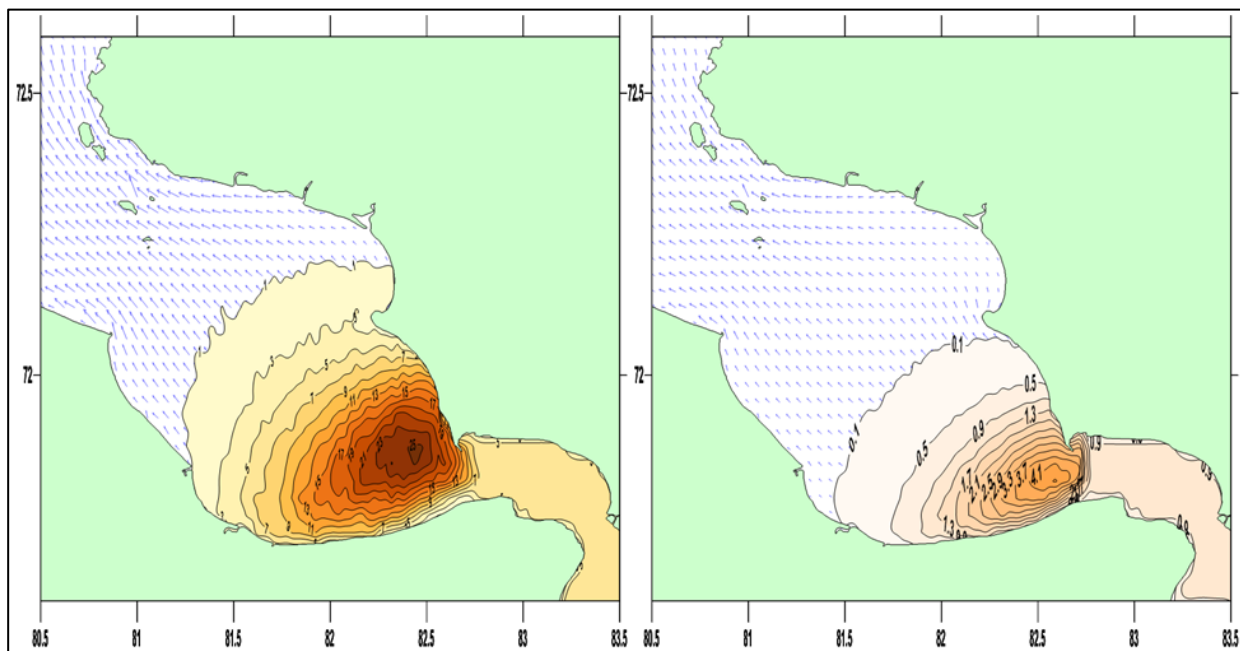


Рис. 1. Относительная деформация дна (мм) с учетом наилка (осадка взвеси) на дне при половодье (а) и осенней межени в октябре (б) в случае штиля.

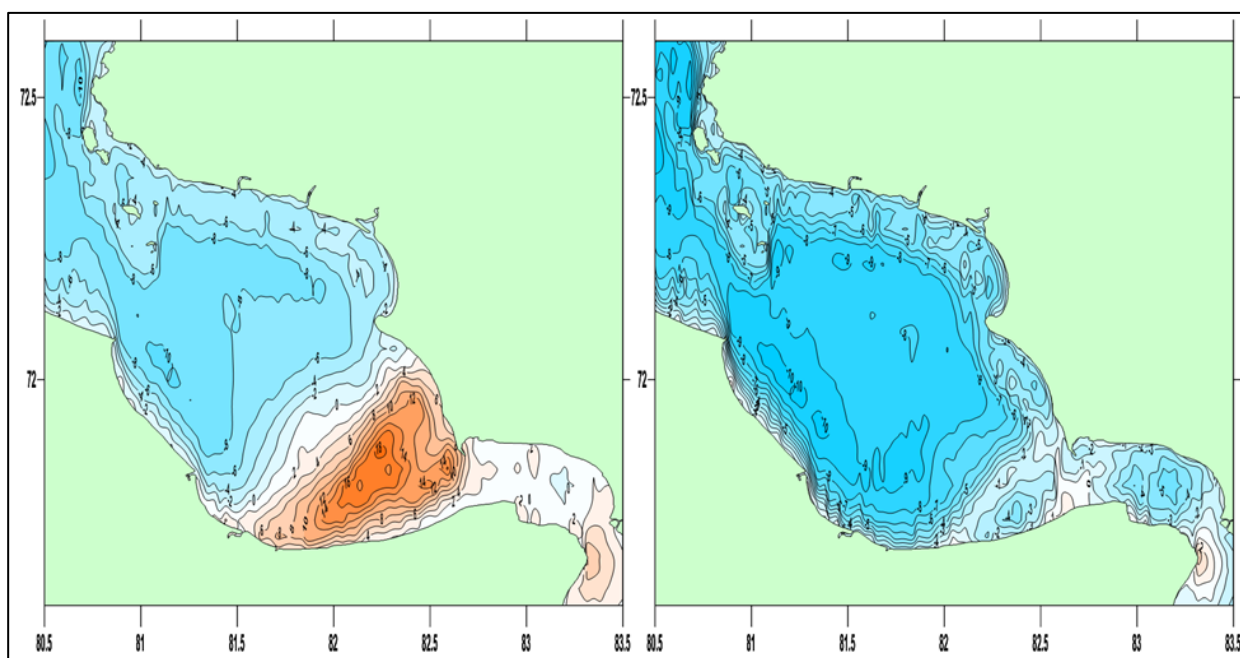


Рис. 2. Относительная деформация дна (мм) с учетом наилка (осадка взвеси) на дне при половодье (а) и осенней межени в октябре (б) после 3-х дневного шторма повторяемости раз в год преобладающего северо-восточного направления.

Литература

1. *Иванов К., Филиппов Ю.Г.* Распространение динамически пассивной примеси в поверхностном слое моря. Океанология, 1978, т. 18, вып.3.
2. *Лисицын А.П.* Распределение и состав взвешенного материала в водах морей и океанов // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
3. *Лисицын А.П.* Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994.
4. *Озмидов Р.В.* Диффузия примесей в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1986.
5. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т.1, Типы литогенеза и их размещение на поверхности земли. Издательство Академии наук СССР. Москва. 1960.
6. *Трубкин И.П.* Ветровое волнение (взаимосвязи и расчет вероятностных характеристик). М.: Научный мир, 2007.

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ПРОСТРАНСТВЕННУЮ НЕРАВНОМЕРНОСТЬ СОВРЕМЕННОЙ ДЕНУДАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ПАМИРО-АЛАЯ)

Шарифуллин А.Г.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, luleo123@mail.ru

Значение слоя смыва, как было сказано выше, изменяется в полном соответствии с изменением во времени и пространстве значений факторов денудации. На темпы денудационных процессов влияет целый комплекс факторов: климатические, геологические, факторы рельефа и антропогенные. Главными факторами поясного и зонального распределения интенсивности стока наносов являются климатические условия и рельеф (рис. 1). Климат, взаимодействуя с рельефом, обуславливает интенсивность и характер развития экзогенных процессов. Так в нивальной зоне горных стран из-за продолжительного морозного периода усиливается физическое выветривание, что приводит к усилению денудации. Известно, что горные цепи, задерживая передвижение воздушных масс, способствуют выпадению большого количества атмосферных осадков с наветренной стороны; на южных склонах условия для накопления снега менее благоприятны, чем на северных. Так на южном склоне Кавказа число ледников и их площадь благодаря выдуванию снежной массы снежно-ветровыми потоками почти в три раза меньше, чем на северном, откуда часть этой массы в виде снежных лавин выносятся из хионосферы в речные долины. Южные склоны, кроме того, обычно покрыты более пышной растительностью, что уменьшает возможность проявления здесь экзогенных процессов.

Другим немаловажным фактором является геологический, а именно литология пород, которая нарушает зональность, обусловленную рельефом и климатом. Как с ростом температуры, так и с увеличением слоя осадков, в различных высотных поясах, при наличии растворимых пород, повышается интенсивность химического выветривания. Известно, что осадочные породы подвергаются эрозии в большей степени, чем кристаллические, однако не стоит забывать, что относительно малому стоку взвешенных наносов в областях распространения кристаллических пород способствует и то обстоятельство, что речные бассейны в кристаллических породах, как правило, имеют

более слабую хозяйственную освоенность, чем бассейны в осадочных и смешанных породах [1].

Необходимо помнить и о роли почвы и залесенности территории. Устойчивость почвы к воздействию активных агентов эрозии – сложная комплексная характеристика почвы [1]. Как правило, противоэрозионная устойчивость определяется как количество смытой с эталонной площадки почвы, приходящийся на единицу эрозионного потенциала осадков (ЭПО).

На задернованных и залесенных склонах гор интенсивность денудации значительно ниже, однако не стоит забывать, что растительность повышает увлажненность почвы, что способствует развитию дефлюкционных процессов, а также оползней.

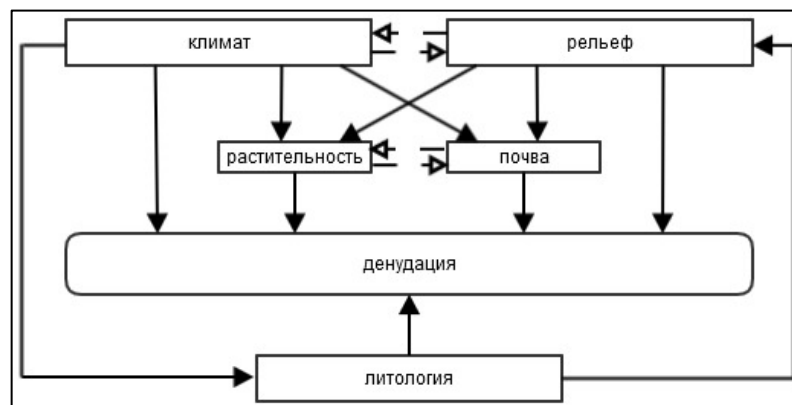


Рис. 1. Схема влияния различных факторов на денудацию.

По мнению отечественных и зарубежных исследователей, определяющими факторами формирования стока взвешенных наносов горных рек являются климатические (твердые и жидкие осадки, температура воздуха), геолого-литологическое строение горных склонов, рельеф и почвенный покров. Однако имеются ряд работ, в которых рассматривается влияние доминирующих факторов. Так, в Тибетском нагорье на денудацию хребтов Юнь и Шань, сложенных карбонатными породами мела, в первую очередь, влияет литология, а на участки, сложенные кристаллическими породами палеозоя большое влияние оказывает высота и уклоны рельефа [5]. В Андах на склонах южной экспозиции темпы денудации в 3-4 раза ниже, чем на склонах северной экспозиции [3]. Интенсивность процессов денудации в горах сильно возрастают при переходе от низменностей к горным странам [2], однако чёткая взаимосвязь между денудацией и высотой рельефа может отсутствовать. Кратковременные атмосферные осадки, как и уменьшение слоя снега зимой в горах вызывают резкое увеличение интенсивности экзогенных процессов, что отражается на увеличении стока наносов рек. Перевыпас скота в низких горах и в альпийской зоне, приводящие к образованию бедлендов, способствуют увеличению темпов денудации [6].

Наконец, при оценке темпов денудации на основе использования результатов мониторинга стока взвешенных наносов рек следует понимать, что ключевую роль играют коэффициенты доставки перемещёнными различными экзогенными процессами материала непосредственно в постоянные водотоки. По сути именно этот коэффициент во многом определяет степень транзитности перемещённого материала и в целом в довольно значительной мере нивелирует локальные различия в темпах денудации по площади, как

отдельных речных бассейнов, так и по отдельным высотным поясам гор в целом. Изучению и количественной оценке коэффициентов доставки наносов в настоящее время посвящено значительное число исследований, в том числе и в горах [4]. Однако имеющихся данных пока ещё всё же недостаточно для использования подобных коэффициентов для различных горных стран и их отдельных частей (речных бассейнов), как это уже успешно делается в пределах земледельчески освоенных равнин.

На Памиро-Алае участки, сложенные кристаллическими сланцами, и песчаниками, которые интенсивно разрушаются под действием температурного выветривания, особенно в аридных условиях и условиях расчлененного рельефа, подвергаются эрозии в большей степени, чем участки, сложенные магматическими, имеющие прочность, превышающую 1000 кг/см^2 , и осадочно-рыхлыми и осадочно-органогенными породами, слагающие территории предгорных областей. Снижение денудации в речных бассейнах на песчано-глинистых породах ($0,1 \text{ мм/год}$) палеогенового и неогенового возраста связано, прежде всего, с низкими абсолютными высотами и малой крутизной склонов, в отличие от горных территорий на метаморфических и осадочно-скальных породах ($0,3 \text{ мм/год}$) палеозойского и мезозойского возраста.

Интенсивности денудационных процессов на территории Памиро-Алая способствует выпадение количества атмосферных осадков, внутрисуточные переходы температуры через 0°C и продолжительность залегания снежного покрова. Развитие экзогенных процессов на Памиро-Алае проходят в аридных условиях, с преобладанием физического, преимущественно температурного выветривания. Большая увлажненность, равно, как и количество дней с колебанием температуры и количество дней со снежным покровом на территории высокогорных Алайских хребтов и Северного Памира, приводит к интенсивному выветриванию горных пород, а, следовательно, и увеличению показателя слоя годового смыва до $0,5 \text{ мм/год}$. Зеравшанский и Гиссарский хребты, долины нижних течений рек Вахш и Кафирниган из-за меньших высот и более мягкого климата подвержены эрозии в меньшей степени.

Развитие денудационных процессов на Памиро-Алае зависит также от крутизны склонов и высоты рельефа, с увеличением которых усиливается и потенциальная энергия рельефа. Эрозионные, гравитационные и другие денудационные процессы достигают на высокогорных и крутых склонах, исключительной интенсивности. Исключение составляет Южный и Восточный Памир, которые характеризуются наличием древних поверхностей выравнивания, где величина слоя годового смыва не превышает $0,1 \text{ мм/год}$. Способствует денудации речных долин также экспозиция склонов. В целом на Памиро-Алае наблюдается увеличение слоя годового смыва на склонах южных экспозиций, за исключением речных бассейнов, где преобладают склоны северо-западной экспозиции. Интенсивная денудация на северо-западных склонах господствует лишь в пределах северной части Западного Памира, где северные склоны короткие и крутые, а южные длинные и пологие, где происходит аккумуляция наносов.

Наиболее плотно заселенные (более 50 чел./км^2) равнинные участки нижнего течения рек Вахш, Кафарниган и т.д. и слабозаселенные ($5-10 \text{ чел./км}^2$) участки западного Памира, характеризуются темпами денудации в среднем менее $0,2 \text{ мм/год}$. Наибольшая величина слоя годового сноса приходится на западные участки Алайского хребта с плотностью населения $10-25 \text{ чел./км}^2$ и $25-50 \text{ чел./км}^2$. На других территориях с наименьшей плотностью населения (менее 5 чел./км^2) темпы денудации в среднем

составляют менее 0,2 мм/год. Для участков с высокой хозяйственной освоенностью, локально встречающихся на Памиро-Алае, характерно появление таких форм рельефа, как бедленды, которые являются одной из причин увеличения стока наносов.

Литература

1. Дедков А.П., Мозжерин В.И. Эрозия и сток наносов на Земле. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1984. – 264 с.
2. Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. М: Изд-во МГУ, 1993. 198 с.
3. Aalto, R., Dunne, T., Guyot, J. L. Geomorphic Controls on Andean Denudation Rates // The Journal of Geology, 2006. Vol. 114. P. 85-99.
4. López-Tarazón J.A., R.J. Batalla, Vericat D., Francke T. The sediment budget of a highly dynamic mesoscale catchment: The River Isábena. // Geomorphology, 2012. Vol. 138. P. 15-28.
5. Siakeua, J., Oguchib, T., Aokic, T., Esakid, Y., Jarvie, H. P. Change in riverine suspended sediment concentration in central Japan in response to late 20th century human activities // Catena, 2004. Vol. 55. P. 231-254.
6. Lu, X., Higgitt, D. L. Sediment yield variability in the upper Yangtze, China // Earth surf. process. Landforms, 1999. Vol. 24. P. 1077-1093.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАВНИН РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В СИСТЕМЕ ШЕЛЬФ – СУША (НА ОСНОВАНИИ АНАЛИЗА ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ)

Шполянская Н.А.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
nella@shpolyanskaya.msk.ru*

В пределах Российской Арктики и Субарктики большие пространства занимают равнины, происхождение которых и слагающих их отложений является предметом острой дискуссии. Взгляды разнятся от признания ледникового их генезиса до морского. Подземные льды и вмещающие их мерзлые породы, формируясь в определенных геологических и физико-географических условиях, приобретают индивидуальные черты, которые сохраняют «память» об этих условиях. Изучение и установление генезиса подземных льдов вносит заметный вклад в решение спорных вопросов.

Характерной особенностью в размещении залежных льдов в Арктике является то, что разные их типы приурочены к разным горизонтам или районам. Пространственные закономерности залегания льдов, вследствие этого, освещают историю развития соответствующих районов. Главная черта в распространении льдов на Российском Севере – резкое различие между западным и восточным секторами Арктики (рис.1). В восточном секторе почти целиком распространены полигонально-жильные льды, в западном секторе – пластовые льды. Генетически это принципиально разные образования, и отмеченное различие указывает на неодинаковую историю развития двух частей Арктики.

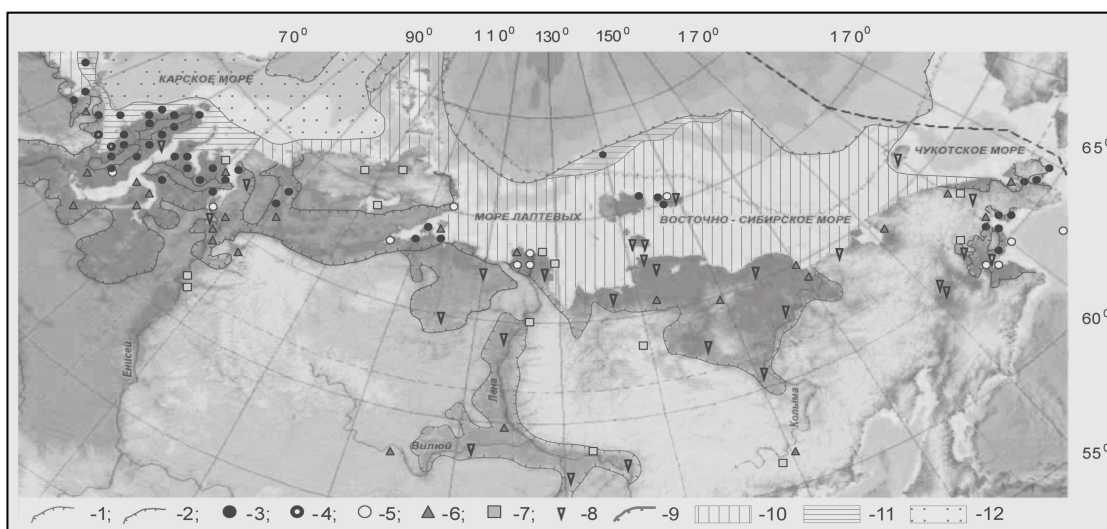


Рис. 1. Карта подземных залежных льдов криолитозоны России. Составлена Н.А. Шполянской и И.Д. Стрелецкой, шельф – по В.А. Соловьеву и С.И. Рокосу с добавлениями Н.А. Шполянской. Условные обозначения: 1 – границы позднеплейстоценовых морских равнин. 2 – границы плейстоценовых озерно-аллювиальных равнин. 3-8 – крупные залежи подземных льдов: 3 – субмаринного генезиса, 4 – смешанного генезиса, 5 – прибрежно-морского генезиса, 6 – инъекционного генезиса, 7 – погребенные (первично наземные); 8 – полигонально-жильные льды. 9 – внешняя граница шельфа. 10-12 – криолитозона шельфа: 10 – вечномерзлые реликтовые породы с температурой $0 \div -2^\circ\text{C}$ и мощностью до 200 м и более, 11 – современные вечномерзлые породы с температурой $0 \div -1,5^\circ\text{C}$ и мощностью до 80-100 м, 12 – многолетнеохлажденные породы с островами новообразующейся вечной мерзлоты, с температурой $0 \div -1,5^\circ\text{C}$ и мощностью не более 80-100 м.

Подземные льды Западного сектора Арктики

На равнинах Западной Сибири и северо-востока Европейской России распространены пластовые льды. Это – неопределенной формы ледяные тела, размером в десятки метров по вертикали, и сотни метров протяженностью, залегающие либо близко к поверхности, либо на большой глубине. Происхождение их остается спорным. Ряд исследователей относят их к захороненным остаткам покровных ледников и считают свидетелями бывшего покровного оледенения. Другие авторы признают их внутригрунтовым образованием, свидетельствующим об отсутствии покровного оледенения. Наши исследования показали, что пластовые льды разнородны и среди них имеют место и внутригрунтовые, и погребенные глетчерные льды. Выделено четыре генетических их типа: *изначально субмаринные, прибрежно-морские, инъекционные, и погребенные наземные льды* [7, 9]. Наиболее информативными для целей данного исследования являются первые два типа льдов. Они наиболее распространены, и залегают в отложениях почти всех эпох плейстоцена (кроме сартанской). Поэтому они, в отличие от других двух типов, освещают палеогеографию всего плейстоцена.

Изначально субмаринные льды (впервые выделены автором) названы так, потому что сформированы непосредственно на дне моря. Приурочены к дислоцированным морским отложениям, и представлены ледогрунтовыми образованиями с сопряженным переслаиванием грунтовых и ледяных слоев нередко очень сложной конфигурации. Их текстурные особенности – высокая согласованность слоев, наблюдаемая при любой конфигурации, – свидетельствуют о субаквальном типе осадконакопления в достаточно глубоководных условиях моря при одновременном (сингенетическом) накоплении и промерзании донных осадков. Грунты засолены, их хлоридно-натриевый химический

состав отражает морской тип засоления. Возможность субаквального льдообразования в Арктических морях была предложена и подробно описана автором ранее [7, 8]. Было установлено, что при глубинах моря от ~50 до 250 м в донных грунтах создаются условия, обуславливающие их замерзание. По мере накопления осадков снизу, вверх нарастает мерзлая льдистая толща сингенетического типа.

Льды прибрежно-морского генезиса (тоже выделенные автором) встречаются в тех же районах, что и изначально субмаринные льды, но в краевых частях морского бассейна. Образуются в мелководных условиях, и имеют мало дислоцированную текстуру.

Льды субмаринного и прибрежно-морского генезиса, залегают только в морских отложениях. Наиболее часто они встречаются в казанцевских отложениях, а это значит, что они формировались в межледниковую эпоху заведомо в отсутствие оледенения, в период трансгрессии, а потому не являются захороненными остатками ледниковых покровов. На западном Ямале, Ямальском и Приуральском побережьях Байдарацкой губы, на Таймыре в пределах Северо-Сибирской низменности эти льды развиты и в отложениях зырянской ледниковой эпохи, и в перекрывающих их слоях каргинской межледниковой эпохи. Их присутствие указывает на сохранявшийся в эти эпохи в этих районах морской режим и на отсутствие ледникового покрова.

Подземные льды на Западно-Арктическом шельфе тоже широко распространены [1, 3, 4]. Большинство исследователей считают ее реликтовой. Однако на шельфе встречена и изначально субмаринная мерзлота в стадии роста – на глубоких участках моря, например, у Карских Ворот и на Русановской площади. На шельфе есть и изначально субмаринные мерзлые породы (при глубине моря более 50 м), и реликтовые (при малых глубинах моря). Льды на Баренцево-Карском шельфе по своему строению и условиям залегания в большой мере аналогичны пластовым льдам на прибрежных равнинах. Однотипность пластовых льдов свидетельствует об одинаковом развитии этих территорий. Равнины западного сектора Российской Арктики являются морскими равнинами, в их отложениях зафиксированы процессы, протекавшие на древнем шельфе. Это аналоги современного Арктического шельфа. Поскольку субмаринные льды встречены в отложениях почти всех эпох плейстоцена, можно говорить, что большую часть этого периода, исключая сартанскую эпоху, север западного сектора Арктики развивался в трансгрессивном режиме. Покровного оледенения на равнинах не было.

Подземные льды Восточного сектора Арктики

На равнинах Восточного сектора Арктики залежные льды представлены почти целиком *полигонально-жильными льдами* (см. рис.1). Полигонально-жильные льды – это жилы льда клинообразной или столбообразной формы, образующиеся в результате многократного морозобойного растрескивания поверхности грунтов и проникновения воды в трещины с последующим ее замерзанием. Морозобойное растрескивание грунтов происходит при больших зимних температурных градиентах «воздух-грунт», возможных только при отсутствии ледника или моря. Полигонально-жильные льды формируются в континентальных условиях на периодически заливаемых водой поверхностях преимущественно в условиях озерно-аллювиального или лайдово-морского осадконакопления. Их присутствие в отложениях, свидетельствует об отсутствии ледникового покрова в соответствующие эпохи. Отложения, вмещающие лед, континентальные: аллювиальные, аласные, склоновые, прибрежно-морские и лагунные.

Полигонально-жильные льды тоже встречены в отложениях всех этапов плейстоцена. Это указывает на континентальное развитие региона в течение всего плейстоцена.

Подземные льды на Восточно-Арктическом шельфе, в отличие от западного, целиком реликтовые [5]. Шельф мелкий, здесь прослеживается затопленный послеледниковой трансгрессией древний ледовый комплекс каргинско-сартанского времени. Это тоже указывает на континентальное развитие региона в течение плейстоцена в условиях сурового климата и при отсутствии ледникового покрова

Обсуждение материала и основные выводы

Если сопоставить весь изложенный материал, то можно сделать ряд выводов относительно развития Российской Арктики в плейстоцене.

1. На равнинах Российского севера покровных оледенений не было к востоку от полуострова Канин. В горных районах было горно-долинное или сетчатое оледенение.
2. Западный и Восточный секторы Арктики развивались по-разному. Равнины Западного сектора большую часть плейстоцена (кроме сартанской эпохи) формировались в условиях преимущественно морского и прибрежно-морского осадконакопления. Равнины Восточного сектора формировались в условиях континентального, преимущественно озерно-аллювиального и лагунного осадконакопления. Только регрессия в сартанскую эпоху и голоценовая трансгрессия проходили синхронно.
3. Не прослеживается принятая ныне синхронность событий «ледниковый период – регрессия моря», «межледниковый период – трансгрессия моря».
4. Это ставит под сомнение распространенное ныне убеждение, что ведущая роль в колебаниях уровня моря принадлежит общепланетарной гляциоэвстатике.
5. Есть основание считать, что ведущую роль в колебании уровня океана играет не гляциоэвстатика, а тектоника, региональные тектонические процессы. И это вполне объяснимо. Дно Арктического океана располагается на стыке Евразийской и Амеразийской литосферных плит, вследствие чего океан в своей структуре имеет две изолированные и разнородные океанические впадины: Евразийская, с океанической корой, замкнутая с востока хребтом Ломоносова, и Амеразийская с преимущественно континентальной корой [2, 6]. В Западном секторе Арктики под влиянием спрединга в срединно-океаническом хребте Гаккеля происходят колебания объема впадины океана, что и вызывает трансгрессии и регрессии моря. Для Восточного сектора Арктики, в условиях тектонически более устойчивой континентальной коры, характерны и часты мелкие подвижки, причем лишь в пределах шельфа.

Литература:

1. Бондарев В.Н., Локтев А.С., Другач А.Г., Потапкин Ю.В. Методы исследования и определения субаквальной мерзлоты // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Сб. научн. тр., Книга 1. Апатиты, Кольский научный центр, 2001. с. 15-19.
2. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Л., Шипилов Э.В. Базовая модель тектонического развития Арктики для установления внешней границы континентального шельфа // Арктика: экология и экономика, 2012, № 2 (6), с. 4-19
3. Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа. Новосибирск: Наука, 1995, с. 195.

4. *Рокос С.И., Длугач А.Г., Костин Д.А., Куликов С.Н., Локтев А.С.* Многолетнемерзлые породы шельфа Печерского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инженерные изыскания. Всероссийский инженерно-аналитический журнал, 2009, № 10, с. 38-41
5. *Романовский Н.Н., Тумской В.Е.* Ретроспективный подход к оценке современного распространения и строения шельфовой криолитозоны Восточной Арктики // Криосфера Земли. Т. XV, № 1, 2011. с. 3-14
6. *Хаин В.Е., Лимонов А.Ф.* Региональная геотектоника. М.: «Геомодель – Консалтинг», 2004, 269 с.
7. *Шполянская Н.А.* Субмаринный криолитогенез в Арктике // Материалы гляциологических исследований. М.: 1991, в. 71. С. 65-70.
8. *Шполянская Н.А.* Особенности криолитозоны западного сектора Арктики в системе шельф – суша // Вестн. Моск. Ун-та, Сер.5, География, 2010, № 6, с. 50-57.
9. *Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д.* Генетические типы пластовых льдов и характер их распространения в Российской Субарктике // Криосфера Земли 2004, Т. VIII, № 4, с. 56-71.

СИСТЕМА КАСПИЙСКОГО МОРЯ В УСЛОВИЯХ ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

Янина Т.А.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
paleo@inbox.ru*

Введение. Эволюция природной системы Каспия и ее отдельных компонентов в позднем плейстоцене зависела от целого ряда причин: глобальные климатические изменения, ледниково-межледниковая ритмика Русской равнины и горных территорий, геологические факторы. Определяющая роль принадлежала глобальным изменениям климата – чередованиям теплых и холодных эпох, обусловленных вариациями инсоляции в результате изменений элементов земной орбиты (MIS 5-2). Основой для реконструкции событий в Каспийском регионе послужили экостратиграфические схемы Каспия и Маныча, выполненные в результате критического анализа основных местонахождений малакофауны в регионе [11]. Новый материал получен при изучении керна инженерно-геологических скважин из Северного Каспия [1,12]. При палеогеографических реконструкциях применен сопряженный метод – взаимодополняющее и контролирующее комплексное использование результатов геоморфологического, литолого-фациального, палинологического, геохронологического и др. видов анализа новейших отложений. Материалы о климатических событиях неоплейстоцена взяты из литературных источников [4, 3].

Результаты исследований. Глобальные климатические события позднего плейстоцена включают межледниковую (MIS 5) и двухстадийную ледниковую (MIS 4-2) эпохи, отразившиеся на Русской равнине микулинским межледниковьем и валдайским оледенением. Межледниковье в Каспии отмечено его регрессивным состоянием, сменившимся в первый эндотермал (фазу похолодания и увлажнения) первой стадией

позднехазарской трансгрессии – тепловодным бассейном с отрицательными отметками уровня. В условиях второго эндотермала конца межледниковья получила развитие гирканская трансгрессивная стадия, образовавшая лиман в долине Маныча, где существовал протяженный залив карангатского моря Понта. Строение верхнеплейстоценовой толщи в Манычской депрессии [8] подтверждает одновременность этих событий и свидетельствует о нестабильном состоянии уровня бассейнов. Существование гирканского трансгрессивного бассейна [8] отрицается большинством исследователей. Анализ материалов бурения морских скважин подтвердил его существование [12]. Гирканский бассейн развивался в теплую микулинскую эпоху, его максимальный уровень и сток вод по Манычу отвечал переходному этапу к валдайской холодной эпохе. Датирование AMS-радиоуглеродным методом показало возраст древнее 55 тысяч лет (предполагаемый геологический возраст выходит за рамки возможностей радиоуглеродного метода).

Климатическая эпоха, отвечающая подстадиям МИС 5d-5a (117-75 тыс. лет), характеризуется своеобразными климатическими условиями – чередованием похолоданий и потеплений, во время которых уровень океана оставался ниже современного. В последние годы это дало основание многим исследователям отнести этот интервал к валдайской ледниковой эпохе, хотя часть специалистов осталась на прежних позициях, включая его в состав микулинского межледниковья. Материалы по палеогеографии Каспия показывают, что оба бассейна, относящихся к стадии МИС 5, – позднехазарский и гирканский – были тепловодными. Ландшафтно-климатические условия Северного Прикаспия в позднехазарский этап его развития были аридные полупустынные; гирканский этап отличался некоторым похолоданием и увлажнением климата, но, судя по палинологическим материалам, они были аналогичны эпохе максимума новокаспийской трансгрессии голоцена (межледниковью). Известно, что карангатская трансгрессия Черного моря есть результат межледниковой (микулинской) трансгрессии Мирового океана. Серией торий-урановых датировок возраст карангатской эпохи оценен в 140-70 тыс.л.н. [6]. Возраст максимальной фазы трансгрессии определен [14] в 115-95 тыс. л.н. Далее карангатский бассейн развивался на более низких отметках, постепенно «освободив» Манычскую долину для гирканского пролива. Этому не противоречит определение позднехазарского трансгрессивного этапа в 127-122 тыс. л.н. при датировании всей позднехазарской эпохи в 127-76 тыс. л.н. [10, 9, 15].

Похолодание переходного этапа к валдайской ледниковой эпохе «поддержало» трансгрессивное развитие Каспия и сток его вод в регрессирующий карангатский бассейн. По мере приближения к максимуму похолодания (MIS 4), в условиях холодного сухого климата, гирканский бассейн регрессировал (ательская регрессия), о чем свидетельствуют ледяные клинья в основании ахтубинских осадков и перигляциальные спорово-пыльцевые спектры. По гуминовым кислотам, выделенным из вскрытых каспийскими скважинами ательских осадков, заполняющих палеоврезы, впервые получены радиоуглеродные датировки, лежащие в интервале 36680 ± 850 – 40830 ± 100 , калиброванный возраст 41191 ± 750 – 44390 ± 180 лет [2]. Можно заключить, что завершающие стадии ательского этапа развития Каспия – заполнение регрессивных врезов осадками пресноводных водоемов – происходили в начальные стадии валдайского межстадиала.

Межстадиальному смягчению климата MIS 3 в условиях снижения испарения и увеличения стока отвечает повышение уровня Каспия и ранние стадии хвалынской

трансгрессии, ^{14}C датировки которых лежат в интервале 28,5-31,5, калиброванный возраст 33,5-36,5 тыс. лет назад [1]. На северокаспийском побережье в эту эпоху шло еще накопление ательских отложений. Три-четыре слабо выраженных горизонта почв в их строении отражают этапы смягчения климата. Об этом же свидетельствуют и палинологические материалы, указывающие на постепенное появление в верхней части разреза, наряду с березой, сосной и елью, вяза, дуба и липы, а в травяных сообществах – злаковых и разнотравья [5, 13].

В начальные фазы похолодания (MIS 2) Каспий продолжал трансгрессировать, его трансгрессивная тенденция была прервана в эпоху LGM, отличавшегося наиболее суровым климатом в неоплейстоцене. Распространение мерзлоты реконструировано до берегов Каспийского моря. Среднегодовые температуры снижались до $-10 - -5^{\circ}\text{C}$ в южных областях Европы [5]. Такие климатические условия привели водный баланс Каспия к отрицательному состоянию, вызвавшему снижение уровня. Моделирование [16] показало сходный результат. Развитие трансгрессии возобновилось в эпоху деградации оледенения. Литологическая особенность нижнехвалынских отложений – шоколадные глины; согласно представлениям А.И. Москвитина [7], их накопление обусловлено обильным поступлением тонкого взвешенного материала с суши в перигляциальных условиях. Палинологические материалы подтверждают это. Раннехвалынская трансгрессивная эпоха отмечена двумя этапами сброса каспийских вод в Понт. Анализ положения датированных отложений побережья показал, что в настоящее время нет датировок максимальной стадии трансгрессии. Их большая часть относится к стадияльному уровню около 22 м, определяя его возраст (калиброванный) в 15-14 тыс. л.н. Дальнейшее развитие хвалынского бассейна осложнялось событиями, отвечавшими пульсации климатических параметров. Завершилось оно мангышлакской регрессией в эпоху континентализация бореального периода голоцена.

Заключение. Сопряженный палеогеографический анализ показал, что в позднеплейстоценовой истории Каспия развивались как «холодные», так и «теплые» трансгрессии, как «холодные», так и «теплые» регрессии, обусловленные глобальными и региональными изменениями климата. Анализ соотношения температуры и влажности в Каспийском регионе при глобальных изменениях климата показывает, что наиболее благоприятные условия для развития трансгрессий (плювиалы) существовали в криогигротические фазы климатического ритма – это были эпохи холодных каспийских трансгрессий. Криогигротические климатические фазы в Каспийском регионе и на Русской равнине имели место со сдвигом во времени; каспийские трансгрессии достигали максимальных значений раньше максимального развития оледенения; а к максимуму оледенения на Русской равнине отвечал спад уровня Каспия. Термоксеротическим климатическим фазам отвечали регрессивные эпохи Каспия. Его теплые трансгрессии происходили в фазы похолодания и увлажнения внутри сложных по структуре межледниковий. На приведенную «идеализированную» схему неизбежно накладываются региональные факторы, вызванные развитием оледенения (его размерами, динамикой, перестройкой гидрографической сети) на равнине, вносящие коррективы в климатические показатели в регионе и величину стока. Деградация оледенений и увеличение стока вызывает новый трансгрессивный подъем уровня, а также отражается на его динамике более мелкой ритмикой. Геологические факторы (неотектонические движения, осадконакопление) также играли определенную роль в динамике бассейнов. Высота

Манычского порога имела определяющее значение для положения максимального уровня «холодных» трансгрессий, препятствуя сбросу каспийских вод в Понт.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (13-05-00242, 14-05-00227).

Литература

1. *Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А., Арсланов Х.А.* Новые данные о биостратиграфии и палеогеографии позднего плейстоцена Каспия // *Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований.* Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2013. С. 56-57.
2. *Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А.* Первые определения радиоуглеродного возраста ательских отложений Каспия // *Доклады АН.* 2015 (в печати).
3. *Болиховская Н.С., Молодьков А.Н.* Периодизация, корреляция и абсолютный возраст теплых и холодных эпох последних 200 тысяч лет // *Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена.* М.: Географический ф-т МГУ, 2008. С. 45-64.
4. *Величко А.А., Ахлестина Е.Ф., Борисова О.К.* Эоплейстоцен и плейстоцен // *Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет.* М.: ГЕОС, 1999. С. 58-76.
5. *Гричук В.П.* Гляциальные флоры и их классификация // *Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР.* М.: Наука, 1969. С. 57-70.
6. *Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130000 лет.* (ред. А.А. Величко). М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
7. *Москвитин А.И.* Плейстоцен Нижнего Поволжья // *Труды Геолог. ин-та АН СССР.* Вып. 64. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 263 с.
8. *Попов Г.И.* Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.
9. *Рычагов Г.И.* Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: МГУ, 1997. 267 с.
10. *Шкатова В.К., Арсланов Х.А., Шадрухин А.В., Шлюков А.И.* Стратиграфия хвалынских и хазарских отложений нижнего течения р. Волги и их возраст по радиоизотопным данным // *Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР,* 1991. № 59. С. 110-121.
11. *Янина Т.А.* Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: МГУ, 2012. 264 с.
12. *Янина Т.А., Сорокин В.М., Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф.* Гирканский этап в плейстоценовой истории Каспийского моря // *Вестник Московского университета. Серия 5. География.* 2014. № 3. С. 3-9.
13. *Яхимович В.Л., Немкова В.К., Дорофеев П.И. и др.* Плейстоцен нижнего течения р. Урал. Уфа: БФАН СССР, 1986. 135 с.
14. *Arslanov Kh.A.* Late Pleistocene geochronology of European Russia//*Radiocarbon.* 1993. Vol. 35, N 3. P. 421-427.
15. *Dolukhanov P.M., Chepalyga A.L., Shkatova V.K., Lavrentiev N.V.* Late Quaternary Caspian: sea levels, environments and human settlement//*Open Geography J.* 2009. N 2. P. 1-15.

16. *Kislov A.V., Toropov P.V.* Paleo sea-level changes in the Black Caspian Seas: Links to river runoff and global climate change // *PAGES News*, 2006. V. 14. N 1. Pp. 36-37.

МОРФОЛОГИЯ КАНЬОНОВ ИМЕРЕТИНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Ярославцев Н.А., Петров В.А.

Филиал ОАО ЦНИИС НИЦ «Морские берега», Сочи, demmi8@mail.ru

В пределах Адлерского аккумулятивного выступа, на протяжении 8 км подводный склон между устьями рек Мзымта и Псоу изрезан густой сетью эрозионных ложбин – каньонами (рисунок 1). Разными исследователями на этом участке берега выделяется от трех [4, 6] до тринадцати каньонов [1, 2]. Не смотря на интенсивное освоение этого участка побережья, его подводный рельеф исследован крайне недостаточно и как следствие этого оценка влияния каньонов на динамику береговой зоны крайне разнообразна, и часто противоречива.

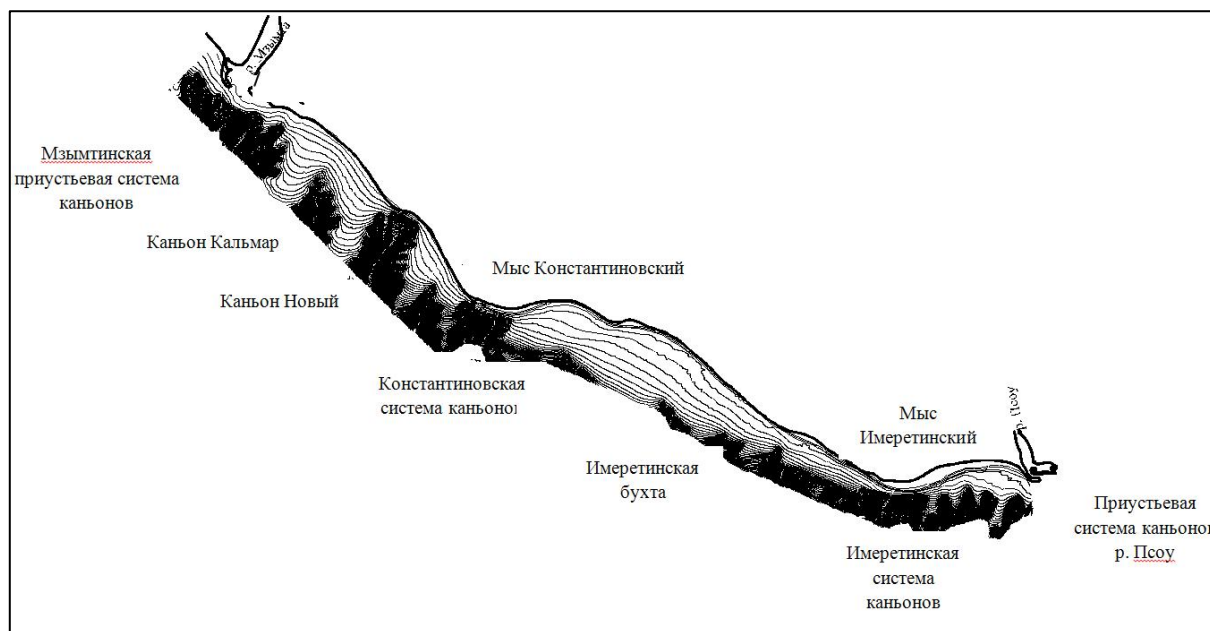


Рис. 1. Схема расположения каньонов в междуречье Мзымты-Псоу.

Представляется, что для этого участка берега более целесообразно говорить не об отдельных каньонах, а о системах, под которыми понимается совокупность разветвленной сети, включающая основные тальвеги и соединяющие с ними боковые отвершки [5].

Подводные каньоны по их литодинамической связи с береговой зоной можно подразделить на три типа: приустьевые, имеющие литодинамическую связь с устьями рек, латеральные, получающие наносы из береговой зоны при их вдольбереговом перемещении и каньоны смешанного питания [5].

Исходя из выше сказанного, в пределах рассматриваемого участка берега можно выделить две приустьевые системы каньонов: Мзымтинскую и Псоу, две явно выраженных латеральных системы: Константиновскую и Имеретинскую и, по-видимому, систему смешанного питания: Ново-Кальмаровскую.

Основой проведенных исследований является анализ рельефа дна по плану в масштабе 1:10000, построенному по государственной съемке 1978 г и уточненному многочисленными съемками отдельных участков, выполненных с начала 70-х годов прошлого века.

Верховья Мзымтинской приустьевой системы каньонов простираются вдоль берега на 0,7 км к югу и на 1 километр к северу от устья р. Мзымта и наглядно оконтуриваются изобатой 20 м, удаленной на 40 метров вблизи устья реки и на 300 м напротив самого западного отвершка.

Мзымтинская система приустьевого каньона делится на два фрагмента: западный и восточный, между которыми располагается мощный подводный хребет, протянувшийся под водой почти перпендикулярно берегу, выходящий к современному устью р. Мзымта.

Этот хребет прослеживается до глубин 600 - 700 м и возвышается по сравнению с ложбинами почти на 100 м. Восточнее этого хребта на расстоянии 650 - 700 м от него протянулся еще один хребет, прослеживающийся до глубин 500 - 600 м. Его высота не превышает 80 м. Между двумя этими хребтами располагается эрозионная ложбина, представляющая собой восточный фрагмент Мзымтинской системы приустьевого каньона, которая начинает просматриваться с глубины 600 м и идет почти перпендикулярно берегу несколько отклоняясь в западном направлении.

На глубине примерно 120-130 м ложе этой ложбины разделяется на две ветви: западную, идущую в сторону устья реки и восточную, которая на глубине 60-70 м также разделяется на две ветви. При подходе к берегу эти центральные ложбины разделяются на эрозионные ложбины более мелкого порядка. По изобате 20 м можно выделить 8 эрозионных ложбин (отвершков), по которым происходит сток наносов, выносимых рекой на глубину. Следует иметь в виду, что западнее хребта, выходящего к устью реки, так же имеются эрозионные борозды, западного фрагмента приустьевого каньона, по которым также происходит сброс наносов во время паводков и половодий, происходящих на р. Мзымта.

Центральная эрозионная ложбина Ново-Кальмаровской системы является каньоном Новый и расположена на 1,7 км восточнее устья р. Мзымта. Верховья этой депрессии в виде относительно крупных четырех ложбин, расположенных амфитеатром, простираются вдоль берега на 400 м. До глубины 100 метров в каньон Новый выходят мелкие отвершки (эрозионные ложбины), а на глубине 270 м с западной стороны кулисно примыкает эрозионная ложбина, верховья которой выходят на глубину 12 м в 200 м от берега в 0,7 км западнее оси каньона Новый. В работах [2, 3] эта ложбина названа каньоном Кальмар. Протяженность этой эрозионной ложбины составляет 1,65 км, а центрального тальвега каньона Новый – 1,53 км. Можно предположить, что по этому показателю каньон Новый является отвершком более протяженной депрессии. Общая протяженность берега, с которой наносы поступают в каньон Новый составляет 1,5 км.

До глубины 100 м отвершки центральной депрессии (каньон новый) соединяются в одно русло с V-образной формой сечения. В диапазоне глубин от 100 до 400 метров в русло каньона открываются и другие более мелкие отвершки, зарождающиеся на глубине 30 м и более. На глубине 150-200 метров дно каньона становится плоским шириной от 100 до 250 м. Еще ниже на глубине 500 метров ширина по дну возрастает до 300 м, а высота гребней (бортов), ограничивающих этот каньон снижается со 100 до 50 м. На этом уровне между Мзымтинской приустьевой системой и Ново-Кальмаровской располагается еще

одна эрозионная ложбина шириной по верху до 500 м, которая начинается с глубины 250 м в 1,5 км от берега.

Центральная ложбина Константиновской системы каньонов расположена у одноименного мыса на расстоянии 2,7 км от устья р. Мзымта и протянулась вдоль берега на 460 м. В верхней части между глубинами от 15 до 180 м ее дно плоское, постепенно сужающееся с глубиной до 100 м. В диапазоне глубин 250-350 м дно русла еще более сужается, а с глубины 400 м расширяется до 150-200 м.

В эту центральную ложбину справа и слева «впадают» два крупных отвершка. Первый из них расположен в 350 м западнее оси центральной ложбины и верховье его оконтурено изобатой 14 м, удаленной на 140 м от берега. Этот отвершек «впадает» в центральное русло на глубине 420 м в 2,2 км от берега. Верховья второго восточного отвершка располагаются в 500 м от оси центральной ложбины и оконтурены изобатой 20 м, находящейся в 450 м от берега. Соединяется этот восточный отвершек с основным руслом на глубине более 500 м. Общая протяженность берега с которого стекают наносы (терригенный материал) в этот каньон составляет около 1,9 км (таблица 1).

Таблица 1. Протяженность систем каньонов вдоль берега

Системы каньонов	Приустьевая Мзыминская	Ново-Кальмаровская	Константиновская	Имеретинская	Приустьевая Псоу
Протяженность берега, км	3,2	1,5	1,9	3,0	0,9

Имеретинская система каньонов расположена напротив мыса, ограничивающего Имеретинскую бухту с востока в 6,8 км от устья р. Мзымта и в 1 км от устья реки Псоу. На картах этот мыс не имеет названия. В работе [2] он назван Имеретинским, а в [3]-Джарским. Нами выбрано первое название. На крупномасштабных планах свал глубин у мыса начинается с изобаты 14 метров. Этот каньон имеет сложное строение. Верховье его представляет собой систему из девяти крупных эрозионных ложбин, прорезающих самую верхнюю часть континентального склона и выходящих на край шельфовой террасы. Самая западная из ложбин расположена напротив вершины Имеретинской бухты в 4,2 км от устья р. Мзымта, а крайняя восточная – в 0,7 км от устья р. Псоу. В этот каньон стекает терригенный материал с участка берега протяженностью около 3 км, включающего все восточное крыло Имеретинской бухты и замыкающий мыс. Ширина шельфовой террасы уменьшается с 750 м в вершине Имеретинской бухты до 60 м у мыса. Соответственно изменяется и глубина на ее крае (свале глубин). Поэтому, верховья ложбин располагаются на разном расстоянии от берега, а глубина на которую они выходят уменьшается с 40 м в самом западном до 14 м в восточном.

В интервале глубин от 250 до 400 м эрозионные ложбины образуют три русла западное, среднее и восточное, разделенные гребнями высотой до 50 и более метров. Соединение сначала восточного и среднего русел, а затем и западного происходит в диапазоне глубин от 400 до 500 м на расстоянии 3,5-4,5 км от берега.

Верховье восточного русла Имеретинского каньона прорисованная изобатой 20 м с двух сторон Имеретинского мыса, причем четко очерчен только восточный край. Эта изобата выпуклостью обращена в море, характеризуя подводное продолжение мыса. По изобате 30 м контуры ложбины выражены более четко у восточного края. Здесь эта изобата отклоняется в море на 50 м, а у западного края обозначен только плавный ее

изгиб. На глубине 40 м ложбина разделяется подводным гребнем на две. Ниже по склону с запада кулисно примыкает еще одна ложбина. Среднее русло Имеретинского каньона формируется соединением двух эрозионных ложбин на глубине 400 м, а западное формируется из 5 ложбин.

Восточнее Имеретинского мыса на протяжении 0,7 км шельфовую террасу пререзают четыре эрозионные ложбины, представляющие собой элементы приустьевой системы каньонов р. Псоу. Четвертая восточная ложбина выходит к современному устью р. Псоу. Свал глубин в этих эрозионных ложбинах начинается с глубины 18-22 м на удалении 140-170 м от берега. Высота гребня, разделяющего Имеретинскую систему каньонов от Приустьевой р. Псоу изменяется от 20 до 120 м и уходит на глубину более 600 м в 4,7 км от берега.

Литература

1. *Зенкович В.П.* Подводные каньоны. М., Издательство «Знание», 1978, 56 с.
2. Имеретинская низменность. Природно-геологические условия, проблемы освоения. Под редакцией И.П. Балабанова. М., Недра, 2011. 281 с.
3. *Исупова М.В.* Роль устьевых процессов в динамике аккумулятивных форм прибрежной зоны Черного моря (в пределах российского сектора). Морские берега – эволюция, экология, экономика. Туапсе, 2012, с. 184-187.
4. *Пешков В.М.* Галечные пляжи неприливных морей. Краснодар. 2005; 444 с.
5. *Сафьянов Г.А.* Подводные каньоны – их динамика и взаимодействие с береговой зоной океана. М., Издательство «ВНИРО», 2001. 197 с.
6. *Сафьянов Т.А., Меньшиков В.А., Пешков В.М.* Подводные каньоны – их динамика и взаимодействие с береговой зоной моря. Краснодар. 2007, 392 с.

Секция 6

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ОБРАЗОВАНИЕ И НАУЧНАЯ РАБОТА СТУДЕНТОВ

НОВАЯ УЧЕБНО-ПРОИЗВОДСТВЕННАЯ ПРАКТИКА В ВЕРХНЕВОЛЖЬЕ: ОБУЧЕНИЕ ЧЕРЕЗ РЕШЕНИЕ НАУЧНЫХ И ПРИКЛАДНЫХ ЗАДАЧ

**Антонов С.И., Болысов С.И., Бредихин А.В., Гуринов А.Л.,
Еременко Е.А., Черноморец Л.С.**

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
eremenkoeaig@gmail.com*

Полевые учебно-научные и производственные практики играют важную роль в образовании студентов на кафедре геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Практический блок обучения традиционно включал учебные и учебно-научные практики на младших (I, II) и производственные практики на старших (III, IV, V) курсах. В 2014 году с целью повышения качества профессиональной подготовки геоморфологов в рамках нового учебного плана интегрированного магистра (4+2 года) в структуру полевых практик была введена новая учебно-производственная практика для студентов III курса, включающая три отдельных этапа суммарной продолжительностью около двух месяцев (учебно-производственную практику в Верхневолжье и зарубежную практику в Словакии, индивидуальную производственную практику; ранее студенты III курса традиционно проходили лишь производственную практику). Внедрение новой формы полевой практики позволит существенно повысить качество выпускаемых кафедрой специалистов за счет обучения решению фундаментальных научных задач, а также приобретения и закрепления навыков прикладных геоморфологических работ. Таким образом, практика стала логичной и необходимой ступенью между учебными практиками I и II курса и последующими производственными практиками студентов (IV курс и магистратура): получаемые знания и навыки необходимы студентам для успешного внедрения в производственную и научную сферы трудоустройства.

Важность рационального сочетания условий для обучения решению фундаментальных и научно-производственных задач стала решающей при выборе территории для организации Верхневолжской практики. Она была проведена в северо-западной части Тверской области, в 20 км к юго-востоку от пгт. Селижарово, в окрестностях дер. Бобронниково на базе бывшей (1989-1994 гг.) Кошинской учебно-научной станции химико-биолого-географического факультета Тверского государственного университета (ТвГУ). Данная территория интересна с геоморфологической и палеогеографической точек зрения: перекрыта мощной толщей четвертичных отложений, располагается вблизи границы последнего покровного оледенения Восточно-Европейской равнины, включает природные и природно-

техногенные комплексы, интересные для решения прикладных задач, и при этом характеризуется довольно высокой степенью геолого-геоморфологической изученности.

Территория располагается в центральной части Валдайской возвышенности, включает участки долин рек Волги и ее левых притоков Большой и Малой Коши с прилегающими частями междуречий. Средние абсолютные высоты территории составляют 220-225 м, а максимальные достигают 255 м (на левобережье Волги). Минимальные высоты – отметки уреза р. Волги в южной части полигона – 196 м. Рельеф междуречий – холмистый и пологоволнистый, характерно отсутствие озер. Площадь Кошинского полигона составляет около 40 км². На территории располагаются деревни Большая Коша, Бобронниково, Большой Рог, Заря, Тростино, Большое Коньшино, Киселево, а на правом берегу Волги – Лошаково. Более 70% площади полигона покрыто лесами, остальная часть занята селитебными и бывшими сельскохозяйственными землями.

Рассматриваемая территория Верхневолжья уже более столетия привлекает внимание физико-географов и палеогеографов. Первые детальные геолого-геоморфологические исследования относятся к концу XIX – началу XX вв. и связаны с именами А.Ю. Дитмара и В.Г. Хименкова. В довоенные 1930-е годы здесь работали Верхневолжская экспедиция ЛГУ и сотрудники географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. В 1940-60-е годы прилегающие участки Верхневолжья изучались исследователями Академии наук (ГИН, ИГАН), а также Всесоюзного Геологического института. Здесь работали ведущие отечественные специалисты по четвертичной геологии и палеогеографии: Е.Н. Ананова, Е.П. Заррина, В.П. Гричук, И.И. Краснов, К.К. Марков, А.И. Москвитин, В.Н. Сукачев, Н.С. Чеботарева, Г.В. Обедиентова, В.В. Писарева, М.А. Фаустова и др. В 1940-70-е годы территория была обеспечена материалами Государственной геологической съемки (масштаб 1:200 000). В разные годы на отдельных ее участках велись геологические изыскания для поиска бурых углей, месторождений строительных материалов, а также для целей гидростроительства. По материалам исследований опубликован ряд известных научных трудов, написаны съемочные и производственные отчеты. В то же время, многие вопросы четвертичной палеогеографии и геоморфологии Верхневолжья до сих пор не решены, что позволяет продолжать научные исследования в рамках практики в обучающих целях, познакомить студентов с приемами и методами решения конкретных научных задач.

В структуре новой учебно-производственной практики в Верхневолжье можно выделить 5 основных блоков, включающих определенные виды работ:

1. **Традиционный геолого-геоморфологический** (приобретение и закрепление навыков полевого исследования рельефа и рыхлых отложений, описания разрезов и обнажений, шурфов, керн скважин; геоморфологическое картографирование в масштабах 1:10 000 и 1:25 000; описание и фиксация проявлений экзогенных процессов);

2. **Палеогеографический** (обучение и самостоятельный отбор проб различных отложений для разных видов аналитических исследований из разрезов и обнажений; построение палеогеоморфологических реконструкций; приобретение навыков самостоятельной хроногенетической интерпретации рыхлых толщ в разрезах и скважинах);

3. **Аналитический** (обучение методам проведения и интерпретации результатов серии анализов в полевых и камеральных условиях, среди которых: комплексный анализ

крупных обломов, гранулометрический анализ с использованием лазерного дифракционного гранулометра, спорово-пыльцевой анализ, анализ потерь при прокаливании и др.);

4. **Геофизический** (приобретение и закрепление навыков георадиолокационного зондирования и вертикальных электрических зондирований для решения геоморфологических, геологических и палеогеографических задач, самостоятельная интерпретация радарограмм и кривых вертикальных электрических зондирований);

5. **Инженерно-геоморфологический** (обучение базовым приемам производственных работ, в том числе – инженерно-геоморфологической съемки притрассовых полос существующих и проектируемых трубопроводов и автомобильных дорог, поиска и разведки месторождений грунтовых строительных материалов, мониторинга опасных экзогенных процессов).

В рамках каждого блока предусмотрены вводные лекции в камеральных и полевых условиях, студенты обучаются решению научных и производственных задач, самостоятельно проводят полевые исследования, а также аналитическую и камеральную обработку результатов своих работ. Для расширения геоморфологического кругозора студентов проводится специальная экскурсия к истоку р. Волги и на оз. Селигер, в ходе которой участники знакомятся с рельефом территории, покрывавшейся осташковским ледниковым покровом. По итогам практики составляется общий отчет, включающий серию текстовых разделов, текстовые и графические приложения. Кроме традиционных разделов (о геологическом и геоморфологическом строении территории, об истории развития рельефа и пр.), в состав отчета входят результаты собственных научных и прикладных исследований студентов. Представляется, что эти первые научные работы могут в ряде случаев стать надежной основой для более масштабных исследований по выбранной проблематике. В частности, по результатам практики 2014 года студентами была впервые для полигона выполнена количественная оценка пораженности территории разными экзогенными геоморфологическими процессами, комплексная оценка рекреационно-геоморфологического потенциала территории, составлены инженерно-геоморфологические схемы притрассовых полос трубопроводов, изучена динамика рельефообразующих процессов в контексте изменения площади обрабатываемых земель в постсоветский период. В рамках геофизического блока практики выполнено георадиолокационное зондирование различной глубинности на воде (в русле р. Волга) и в сухопутных условиях с использованием георадара «Зонд-12е» и приёмо-передающих антенн частотой 300 и 500 МГц. Получен ценный опыт применения георадара в качестве эхолотирующего устройства для построения карты русла р. Волги. По данным вертикальных электрических зондирований с использованием генератора «ASTRA» и измерителя «МЭРИ-24», проведена оценка глубины залегания и состава коренных осадочных пород каменноугольного возраста по серии профилей. Кроме того, по результатам исследований, выполненных студентами совместно с преподавателями, в 2014 г. была уточнена и дополнена геоморфологическая карта полигона, составленная ранее С.И. Антоновым, созданы карты четвертичных отложений и современных геоморфологических процессов. По данным ручного бурения и интерпретации ключевых разрезов были составлены геолого-геоморфологические профили через долины рек Волги и Большой Коши. Работы, выполненные в 2014 году, легли в основу новой Базы геолого-геоморфологической информации о территории, которая в дальнейшем может

использоваться не только в рамках практики, но и для проведения фундаментальных научных исследований, а также решения конкретных прикладных задач.

Знания и навыки, получаемые студентами на учебно-производственной практике в Верхневолжье, являются необходимой основой для успешной самостоятельной научной работы геоморфологов на третьем этапе практики, позволяют более уверенно чувствовать себя в производственной среде, научиться рационально планировать и грамотно проводить собственные научные и прикладные исследования.

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИЙ В ОБРАЗОВАТЕЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ НА КАФЕДРЕ ГЕОМОРФОЛОГИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ МГУ

Болысов С.И., Бредихин А.В., Еременко Е.А., Фузеина Ю.Н.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
sibol1954@bk.ru*

В последние годы авторами и некоторыми их коллегами – сотрудниками кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ (Ю.Р.Беляев, Л.А.Жиндарев, Е.И.Игнатов и др.) – разрабатывается концепция геоморфологической безопасности территорий (Болысов и др., 2014), которая представляется весьма актуальной в настоящее время.

Федеральный закон №390 (от 28 декабря 2010 года N 390-ФЗ) регламентирует перечень задач Совета Безопасности Российской Федерации, среди которых – «прогнозирование, выявление, анализ и оценка угроз безопасности», а также «осуществление стратегического планирования в области обеспечения безопасности» и «организация научных исследований по вопросам, отнесенным к ведению Совета Безопасности» (Ст. 14). Существуют два подхода к построению общей теории безопасности: классический и междисциплинарный. Классический статистический подход основан на последовательном сборе экспериментальных или фактических данных об имевших место событиях, определении закономерностей, формулировке эмпирического закона и построении системы гипотез. Междисциплинарный подход подразумевает приложение знаний естественных, гуманитарных и технических наук к разработке положений общей теории безопасности. В рамках реализации второго подхода используются прикладные аспекты естественных наук, в том числе – геоморфологии, – для решения конкретных задач по обеспечению безопасности.

Экологическую безопасность определяют как состояние защищенности личности, общества, государства и окружающей их природной среды от реальных и потенциальных угроз антропогенного либо естественного происхождения, воздействующих на биосферу и ее подсистемы (Безопасность России, 1999). Геоморфологическая безопасность выступает, среди прочих, важной составляющей экологической безопасности и может быть определена как состояние природно-социально-хозяйственных систем, отражающее возможность их устойчивого (эффективного, бесконфликтного) функционирования с точки зрения свойств рельефа и обеспечивающее защищенность личности, общества, государства и окружающей их природной среды от реальных и потенциальных

геоморфологических опасностей. Развитие концепции геоморфологической безопасности – новое направление экологической геоморфологии, актуальность которого продиктована необходимостью создания новой формы представления геоморфологических знаний в форме, удобной для восприятия потребителями разного уровня – от органов государственной власти до частных землепользователей. На основе отечественного опыта подобного рода прикладных работ разработана методика комплексной оценки геоморфологической безопасности. Путем статистической обработки частных значений значимых показателей проводится вычисление показателя геоморфологической безопасности территории для конкретного вида природопользования или в целом для хозяйственного освоения. Показатель отражает интенсивность и направленность процессов морфолитогенеза, определяющих степень геоморфологического риска (вероятности ущерба для населения и хозяйства от развития геоморфологических процессов).

Внедрение в образование специалистов-геоморфологов концепции геоморфологической безопасности позволит приблизиться к решению ряда актуальных проблем: существенно расширить круг решаемых прикладных задач, разрабатываемых на основе геоморфологических исследований (включая, например, страхование на геоморфологически опасных/безопасных территориях), показать и обосновать важность и необходимость учета сведений о рельефе при стратегическом планировании и организации природопользования, обеспечить условия для существования бесконфликтного взаимодействия в системе «рельеф – человек», оптимизировать районные планировки, обеспечивать «геоморфологическую комфортность» проживания и пр.

В свете сказанного на кафедре геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ в последние годы наметился вектор на внедрение в образовательный процесс принципов, методологии и методики оценки геоморфологической безопасности территорий (ГБТ). При этом следует подчеркнуть, что у этого образовательного направления существуют давние истоки. В нашем представлении, концепция геоморфологической безопасности территорий при широком рассмотрении включает в себя не только изучение, прогнозирование и профилактику опасных и неблагоприятных геоморфологических процессов (безусловно, главную ее составляющую), но и обширный круг вопросов, связанных с поиском и разведкой полезных ископаемых (стратегическая безопасность), оценкой иных геоморфологических ресурсов (земельных, рекреационно-геоморфологических и др.) с рекомендациями об оптимизации землепользования, т.е., по существу, – рельефопользования (экономическая безопасность), ролью рельефа в оборонных действиях (прямая государственная безопасность) и т.д. Иными словами, в широком толковании концепция геоморфологической безопасности подразумевает почти весь спектр прикладных вопросов, связанных с рельефом, хотя, безусловно, ключевыми остаются исследовательские подходы к предотвращению геоморфологических опасностей и катастроф.

Собственно необходимость прикладного использования геоморфологических знаний и, соответственно, создание прикладных образовательных дисциплин стали насущными на кафедре геоморфологии МГУ уже с момента создания ее в 1944 г. Во время Великой отечественной войны, юбилей Победы в которой страна отмечает в дни настоящей конференции, на географическом факультете МГУ была организована кафедра,

ориентированная на пополнение ресурсной базы государства и решение оборонных вопросов. Основатели кафедры К.К. Марков и И.С. Щукин рассматривали фундаментальную и прикладную геоморфологию как две стороны единой науки о рельефе, неразрывно связанные между собой и питающие друг друга. Всю последующую 70-летнюю историю кафедры следовала этому принципу. Профессорско-преподавательский и научный состав кафедры всегда активно участвовал в прикладных исследованиях, а получаемые в них новые знания являли собой развитие фундаментальной геоморфологии. Наиболее яркие примеры – многолетние работы по поиску и разведке золотоносных россыпей на востоке страны под руководством С.С. Воскресенского, а также Ю.Г. Симонова и Г.С. Ананьева; деятельность морской лаборатории кафедры по прогнозу колебаний уровня Каспия и разработке рекомендаций по использованию побережий в условиях этих колебаний (О.К. Леонтьев, Г.И. Рычагов, Г.А. Сафьянов, Е.И. Игнатов и др.). Важнейшие практические задачи, решавшиеся в подобных изысканиях, как и общие геоморфологические исследования, сразу становились содержанием кафедральных лекционных и семинарских дисциплин.

Значительный вклад в постановку прикладного геоморфологического образования внесла профессор кафедры Т.В. Звонкова – автор первого учебника «Прикладная геоморфология» и основатель одноименного курса. В дальнейшем на кафедре читались курсы «Полезные ископаемые» (С.С. Воскресенский, С.В. Лютцау, Ю.Г. Симонов, А.А. Лукашов и др.), «Россыпная геоморфология» (С.С. Воскресенский), «Рудная геоморфология», «Инженерная геоморфология» (Ю.Г. Симонов, В.И. Кружалин, Т.Ю. Симонова, Г.А. Сафьянов, С.В. Лютцау) и др. Были изданы учебники и учебные пособия «Россыпная геоморфология» (С.С. Воскресенский), «Инженерная геоморфология» (Ю.Г. Симонов, В.И. Кружалин), «Инженерно-геоморфологические исследования в долинах рек и на берегах морей» (С.В. Лютцау, Г.А. Сафьянов); позднее – «Геоэкология береговой зоны океана» (Г.А. Сафьянов), и др. Если рассматривать понятие «геоморфологическая безопасность» в узком толковании – как профилактику геоморфологических опасностей, – то, по существу содержания дисциплин, наиболее близко к проблемам геоморфологической безопасности стоял курс «Инженерная геоморфология», основанный Ю.Г. Симоновым и В.И. Кружалиным.

С образованием суверенной Российской Федерации и вхождением РФ в единый Болонский образовательный процесс в начале 1990-х годов существенно поменялись учебные планы и географического факультета МГУ, и кафедры геоморфологии и палеогеографии. В эти же годы стала оформляться как важнейшая отрасль прикладной геоморфологической науки экологическая геоморфология, у истоков которой стояли выпускники кафедры Д.А. Тимофеев и профессор кафедры Ю.Г. Симонов. На кафедре был создан курс лекций «Экологическая и прикладная геоморфология», объединивший в себе, по возможности, ранее читавшиеся прикладные курсы и существенно расширившийся содержательно именно за счет введения экологической ветви. В значительной степени именно в этом курсе обозначилось движение в сторону стратегии геоморфологической безопасности. В рамках экологической составляющей курса рассматривались, в частности, катастрофические и неблагоприятные геоморфологические процессы (заметим, что параллельно Г.С. Ананьевым был создан также элективный курс «Катастрофические геоморфологические процессы», вышло его учебное пособие с одноименным названием), закономерности транспорта и захоронения в ходе

рельефообразования загрязняющих веществ (за разработку этой тематики Премии Правительства России были удостоены профессор кафедры Ю.Г. Симонов и В.И. Кружалин), проблемы обеспечения безопасности при строительстве в долинах рек и на морских берегах, а также для морского и речного транспорта (Г.А. Сафьянов, А.В. Панин), горных ударов (А.А. Лукашов), стратегия использования побережья в условиях колебаний уровня Каспия (Г.И. Рычагов) и др.

С переходом Московского университета на образовательную систему «интегрированный магистр» в 2011 г. вновь претерпел изменения учебный план кафедры (как и всего факультета). С 2015 г. на кафедре читаются отдельно (для 4 курса) лекционно-семинарские курсы «Введение в прикладную геоморфологию» и «Экологическая геоморфология», а также целая серия более узкоспециализированных курсов преимущественно в рамках магистратуры (см. ниже). Именно с 2015 г. в рамках вновь возникшего курса «Экологическая геоморфология» появился самостоятельный раздел «Оценка эколого-геоморфологической безопасности» (по сути – ГБТ). В рамках этого блока рассматриваются сущность, проблемы, методологические и методические подходы к оценке геоморфологической безопасности территорий на разных иерархических уровнях – федеральном, региональном, локальном. Студентами выполняются два семинарских задания по данной теме – оценка ГБТ для конкретной территории по топокартам, другим картам, профилям и данным ДДЗ (дистанционного зондирования Земли), а также изучение нормативных документов при геоморфологических исследованиях и использовании земельных ресурсов (ОВОС, СНИП, ПДК и т.д.). Одним из авторов статьи разработан также элективный курс «Геоморфологическая безопасность территорий», где концепция и методика исследований и оценки ГБТ рассматривается более подробно.

Помимо этого, вопросы геоморфологической безопасности территорий в той или иной мере рассматриваются и в ряде иных курсов как «лицевой», так и «оборотной» стороны нового учебного плана. В целом учебный план бакалавра (4 года) рассчитан на 240 зачетных единиц (з.е.) (60 з.е. в год). Из них 107 з.е. отводится на базовую часть и 82 – на вариативную, также 39 з.е. отданы практикам и научно-исследовательской работе и 12 з.е. – итоговой государственной аттестации.

В пределах базовой части («лицевая сторона») вопросы безопасности рассматриваются в дисциплинах 4 курса «Безопасность жизнедеятельности» (2 з.е.) и «Оценка воздействия на окружающую среду» (2 з.е.), что составляет 3,7% от базовой части и 2,1% от всего теоретического курса.

В вариативной части обучения («оборотная сторона») дисциплин, охватывающих вопросы безопасности, больше; они также относятся к старшим курсам: это, в первую очередь, отмеченные выше «Экологическая геоморфология» (2 з.е.) и (в меньшей степени) «Введение в прикладную геоморфологию» (2 з.е.), а также ряд спецкурсов по выбору: «Дистанционные методы изучения рельефа и геоморфологических процессов» (2 з.е.), «Геоморфологический анализ цунамиопасных районов» (2 з.е.), «Теоретические и прикладные аспекты геоморфологических исследований на малых водосборах» (2 з.е.), составляя около 7,3% от вариативной части и 3,2% от всего теоретического курса.

Таким образом, доля дисциплин, так или иначе связанных с геоморфологической безопасностью, составляет для бакалавров 10 з.е. (5,3% от теоретического курса).

В магистратуре – несколько иное соотношение. Объем нагрузки магистрантов составляет 120 з.е за 2 года. Теоретическая нагрузка включает 53 з.е (22% от всей нагрузки магистранта); 35 з.е. отводится на итоговую аттестацию и 32 з.е. – на практики и научно-исследовательскую работу. На базовую часть приходится 18 з.е., а на вариативную – 35 з.е. В дисциплинах базовой части учебного плана безопасность рассматривается в курсе «Устойчивое развитие» (2 з.е.), что составляет 11% от базовой части и 3,8% от общей теоретической нагрузки. В вариативной части таких дисциплин больше: «Управление научными проектами» (2 з.е.), «Поисковая геоморфология» (2 з.е.), «Инженерная геоморфология» (4 з.е), а также ряд дисциплин по выбору (2 з.е.) – «Региональное русловедение», «Береговые морфосистемы» и особенно важные в контексте стратегии ГБТ «Природные риски и прогноз» и «Оборонная геоморфология», есть и некоторые другие (как указывалось, в том числе – и собственно курс «Геоморфологическая безопасность территорий»). Общий вес таких дисциплин – 10-12 з.е., что составляет примерно треть (28,6-34,3%) от вариативной части и 18,9-22,6% от общей теоретической нагрузки. Это – уже довольно значительный удельный вес.

Таким образом, можно констатировать, что геоморфологическое образование на кафедре геоморфологии и палеогеографии приобретает устойчивый тренд создания образовательного модуля «геоморфологическая безопасность территорий». Конкретным подтверждением этому служит вышедшее недавно в свет двухтомное учебное пособие, созданное коллективом кафедры, – «Экологическая геоморфология...» (под ред. С.И.Болысова). Во втором томе пособия впервые авторами опубликован раздел «К стратегии эколого-геоморфологической безопасности» (2015).

В заключение нельзя не отметить, что преподавание знаний и представлений о геоморфологической безопасности территорий (как и любых прикладных знаний) не могло бы быть достаточно эффективным, если бы вопросам ГБТ не уделялось достаточно внимания на учебных и учебно-производственных (и, естественно, производственных) практиках. В контексте общей отмеченной тенденции (ориентация на ГБТ) уточнены программы устоявшихся учебных полевых практик и проставлены соответствующие акценты на новых (для 3-го курса) учебно-производственных практиках на кафедре. На геолого-геоморфологической практике 1 курса в Калужской области студенты составляют специальную карту «Геоморфологические ресурсы и опасности», а также решают конкретную научно-прикладную задачу по территории изучения (например, выработка рекомендаций по использованию земельных ресурсов участка с учетом геоморфологических опасностей). Поисковые и инженерные геоморфологические задачи рассматриваются на учебных практиках 2-го курса на Беломорье и в Хибинах (проблемы горных ударов в шахтах; роль рельефа в функционировании субаквальных ландшафтов, включая потенциальные опасности загрязнения; оценка интенсивности абразионных процессов и т.д.). На учебно-производственной практике 3-го курса на Верхней Волге целый блок программы направлен на решение прикладных задач (поисковых и инженерных), и в рамках этой практики ими уже рассчитываются конкретные показатели ГБТ для обследованных участков учебного полигона. Наконец, Словацкая учебно-производственная практика 3-го курса практически полностью ориентирована на оценку геоморфологических ресурсов и опасностей (с составлением соответствующих карт разных масштабов на территорию Словакии в целом и ключевые участки); одна из глав отчета посвящена оценке конкретных геоморфологических рисков на территории страны.

В рамках производственных практик нередко студенты решают конкретные задачи, напрямую или опосредованно касающиеся оценки ГБТ в соответствующих регионах. Добавим, что прошедшие зимой 2015 г. две зимние научные студенческие экспедиции кафедры (в Геленджик и в Подмоскowie) главной своей целью имели оценку ГБТ (их доклады также представлены на настоящей конференции).

Думается, стратегия создания образовательного модуля «геоморфологическая безопасность» – главная тенденция научно-прикладных исследований и прикладной подготовки студентов на кафедре на многие предстоящие годы.

Литература

1. Безопасность России. Правовые, социально-экономические и научно-технические аспекты. Экологическая безопасность, устойчивое развитие и природоохранные проблемы. // М.: МГФ «Знание», 1999. – 704 с.
2. Болысов С.И., Бредихин А.В., Еременко Е.А. Основы концепции геоморфологической безопасности // Материалы XXXIV Пленума Геоморфологической комиссии РАН «Экзогенные рельефообразующие процессы: результаты исследований в России и странах СНГ». - Волгоград, Волгоградское научное издательство, 2014, с.19-25.
3. Экологическая геоморфология. Ключевые направления. (Под ред. С.И.Болысова). //М.: Географический факультет МГУ, 2013, 167 с.
4. Экологическая геоморфология. Новые направления. (Под ред. С.И.Болысова). // М.: Географический факультет МГУ, 2015, 155 с.

НОВАЯ УЧЕБНО-ПРОИЗВОДСТВЕННАЯ ПРАКТИКА В СЛОВАКИИ – ВЕКТОР НА ИЗУЧЕНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ РЕСУРСОВ И ОПАСНОСТЕЙ

Болысов С.И., Бредихин А.В., Фузеина Ю.Н., Шеремяцкая Е.Д.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
sibol1954@bk.ru*

В 2011 г. началась реализация нового учебного плана интегрированного магистра на географическом факультете МГУ (4+2 года). В соответствии с этим планом, введена новая учебно-производственная практика для студентов 3 курса с целью более углубленного получения профессиональных компетенций под руководством преподавателей факультета. На кафедре геоморфологии и палеогеографии принято решение о проведении практики в 3 этапа – учебно-производственная практика на Верхней Волге, зарубежная учебная практика и 3-4 недели индивидуальной производственной практики. В 2013 г. была проведена экспериментальная первая зарубежная практика в Словакии (в рамках производственной практики по старому учебному плану), а в 2014 г. – первая собственно учебно-производственная Словацкая практика уже по новому плану.

Практика проходит в конце июня – начале июля в течение 2-х недель (после Верхневолжской практики). Базовой территорией для практики выбрана Словакия – государство в Центре Европы, известное чрезвычайно высокой степенью сохранности

природно-территориальных комплексов (ПТК), значительным разнообразием рельефа, вовлеченным в различные виды природопользования (в т.ч. недропользования, сохранения ландшафтной оболочки, рекреационного), толерантным отношением населения, а также давними связями географического факультета с рядом местных организаций. Введение зарубежной практики (впервые – на регулярной основе) преследует несколько **целей**.

1. Вовлечение студенческого сообщества в международную среду – языковую, научную, объектную (в первую очередь – получение студентами опыта работы в непривычной иноязычной обстановке).

2. Прикладная направленность практики – акцент на оценку геолого-геоморфологических ресурсов и опасностей.

3. Расширение географического и, особенно, геоморфологического кругозора: знакомство и изучение форм рельефа таких геоморфологических типов, как тектонический, реликтовый вулканический, структурно-денудационный, карстовый, реликтовый горно-ледниковый и др.

4. Закрепление (как и на предыдущих практиках) теоретических знаний и практических профессиональных навыков.

В соответствии с целями поставлены следующие **задачи**:

1. Проведение серии обзорных маршрутов по Словакии с посещением отдельных объектов в Польше и Венгрии;

2. Проведение самостоятельных маршрутов по району Наместово (север Словакии, в районе базирования практики);

3. Составление серии геоморфологических карт различных масштабов;

4. Составление серии карт геолого-геоморфологических ресурсов и опасностей на различные ключевые участки и в целом на Словакию;

5. Составление схематических геолого-геоморфологических профилей с социально-экономической нагрузкой (структура землепользования);

6. Составление, помимо графических материалов, текстовой части отчёта.

Студенты и преподаватели базируются на территории отеля «Ранчо у Эдихо» («Ranč u Edyho»), расположенного на востоке г. Наместово на берегу Оравского водохранилища.

Структура практики. Практика делится на две части. Первая – полевая, которая включает серию обзорных маршрутов преимущественно по Словакии с посещением отдельных объектов в Польше и Венгрии и самостоятельные маршруты в районе Наместово, она занимает основную часть времени практики. Вторая часть – написание отчёта по практике, на нее отведено 3 дня.

Обзорные маршруты представляют собой посещение ключевых участков картографирования с целью получения «образов» вышеперечисленных геоморфологических типов рельефа, формирования цельного представления о геологическом и геоморфологическом строении территории страны и, что особенно важно, – выявления и оценки геологических и геоморфологических ресурсов территории, зависимости структуры землепользования в стране от ее рельефа, наконец, – геоморфологических опасностей и рисков территории (их сущности, распространения и интенсивности). Особое внимание уделяется геологической и геоморфологической позиции действующих и законсервированных месторождений полезных ископаемых

(которыми богата эта небольшая по площади страна), а также геоморфологическому положению многочисленных объектов культурного и природного наследия Словакии и сопредельных государств (в том числе – из списка ЮНЕСКО), которые являют собой важнейшую составляющую весьма значительного рекреационно-геоморфологического потенциала территории (памятники архитектуры, истории и культуры XIII-XX веков, комплексы карстовых пещер, реликтовые каровые озера и др.).

Приведем краткий перечень обзорных маршрутов с указанием их цели и географической привязки. 1) Изучение карстового рельефа /субрельефа/ (Деменовские пещеры Свободы и Ледяная); 2) Изучение геолого-геоморфологической позиции крупного месторождения каменной соли и знакомство со строением крупной антропогенной формы субрельефа, из списка объектов Всемирного наследия ЮНЕСКО (Соляная шахта Величка, Польша); 3) Изучение строения реликтового вулканического рельефа; изучение строения Среднедунайской равнины; посещение географического центра Европы; знакомство со структурой землепользования Словакии в зависимости от геоморфологических условий; изучение геолого-геоморфологической позиции полезных ископаемых (преимущественно рудных) в районе Рудогорье и Штьявница и памятника архитектуры – Королевского дворца в г.Эстергом (Зволенский вулканический массив, г. Банска-Штьявница, географический центр Европы, долина Дуная в районе г. Эстергом, Венгрия); 4) Знакомство с историей организации, устройством и функциями водохранилища и плотины; знакомство с памятником деревянного зодчества первой половины XIV в. из списка ЮНЕСКО и его геоморфологической позицией (Оравское водохранилище: о. Сланица (о. Искусств), Оравская плотина; г. Тврдошин); 5) Знакомство с объектом из списка наследия ЮНЕСКО; знакомство с геолого-геоморфологической позицией памятника архитектуры XIII в. (Оравский замок); 6) Изучение геоморфологического строения высочайшего региона Словакии (среднегорье – высокогорье); знакомство с комплексом реликтового горно-ледникового и катастрофического биогенного рельефа, с флювиальным рельефом Балтийского бассейна; изучение рекреационно-геоморфологического потенциала Высоких Татр (озеро Штрбско Плесо, гора Ломницкий Штит в Высоких Татрах, р. Дунаец, Словакия и Польша); 7) Знакомство с рельефом на участке самостоятельного картографирования и геоморфологической позицией основных социальных объектов района Наместово; знакомство с принципами составления карты геолого-геоморфологических ресурсов и опасностей (окрестности г. Наместово и отеля «Ранчо у Эдихо»).

Далее в течение 2-х дней маршрутными бригадами студентов по 3-4 человека проводится самостоятельная специализированная геоморфологическая съемка в бассейне Оравского водохранилища, в ходе которой составляются полевые общая геоморфологическая карта (по хроно-морфогенетическому принципу) и карта геолого-геоморфологических ресурсов и опасностей. 3 заключительных дня полностью отведены под написание отчета (чистовая графика и текст); камеральная обработка полевых данных проводится также в дни относительно непродолжительных полевых маршрутов. В последний день практики студенты сдают зачет.

Всего в 2014 г. проведено 7 обзорных и 6 самостоятельных маршрутов, с фиксацией в полевых дневниках описания 66 точек наблюдения. Общая длина маршрутов составила 1328,26 км, из них: 117,9 км – пешие маршруты; 1197 км – автобусные маршруты; 20,26 км – судовые маршруты (катер, плоты); в маршруте на Ломницкий Штит

был задействован фуникулер. В ходе практики использовались печатные материалы – Школьный атлас «Словацкая республика» (Školský atlas «Slovenská republika»), Географический атлас «Словацкая республика» (Zemepisný Atlas «Slovenská republika»), Путеводитель по Словакии из серии «Вокруг света», статьи (на русском, словацком, польском и английском языках), физические и топографические карты Словакии и сопредельных стран разных масштабов. Изучение территории базировалось на топографических картах Словакии масштаба 1:400 000 (и более мелких) и ключевых районов масштабов 1:25 000, 1:50 000 и 1:100 000. Для привязки и приблизительной оценки высот в обзорных маршрутах использовался GPS. Фиксация наблюдений производилась в полевых дневниках и через фотографирование. При написании отчёта каждый студент группы был ответственным за одну из глав или её раздел и за один из ключевых участков, посещённых в ходе практики (индивидуальный фрагмент общей геоморфологической карты, карты геолого-геоморфологических ресурсов и опасностей и схематический геолого-геоморфологический профиль с показом на нем характера угодий и типа землепользования).

По мнению студентов, подобная практика, ориентированная на вовлечение в мировое сообщество, на расширение профессионального кругозора и использование полученных знаний в прикладной сфере, реально необходима для будущих выпускников географического факультета МГУ.

Авторы признательны директору Школы Юных Географов МГУ М.П. Коршуновой и владельцу отеля «Ранчо у Эдихо» Эдуарду Дунчичу за активную и продуктивную помощь в организации этой инновационной практики.

Литература

1. *Ананьев Г.С., Бредихин А.В.* Геоморфология материков и океанов. М.: Изд-во КДУ, 2008, 364 с.
2. *Болысов С.И., Ананьев Г.С., Борсук О.А., Лефлат О.Н., Мысливец В.И., Сафьянов Г.А., Симонов Ю.Г., Симонова Т.Ю., Фузеина Ю.Н.* Экологическая геоморфология. Ключевые направления. М.: Географический факультет МГУ, 2013, 168 с.
3. *Бредихин А.В.* Рекреационно-геоморфологические системы. Смоленск: Ойкумена, 2010, 328 с.
4. *Воляньска А., Подлецки Я. Величка.* Путеводитель. Краков: Изд-во «Карпаты», 2008. 40 с.
5. Геология СССР, т. XLVIII, Карпаты, ч. 1. Геологическое описание. Под редакцией А. В. Сидоренко, М.: «Недра», 1966. 538 с.
6. *Горелова О., Бармин А.Н.* Особенности регионализации туризма в Словакии. // Проблемы региональной экологии и природопользования – Проблемы региональной экологии и природопользования. Естественные науки №1 (34), 2011, с 36-40.
7. *Горелова О., Бармин А.Н.* Характеристика и проблемы туристско-рекреационного комплекса Подунайского региона Словакии. Физическая география мира, биогеография, география почв, геохимия ландшафта. // Естественные науки №1 (34), 2011, с 196-201.
8. *Добрынин Б. Ф.* Физическая география Западной Европы. М.: УчПедГиз, 1948, 416 с.

9. Колбовский Е.Ю. Ландшафтное планирование М.: Издательский центр «Академия», 2008. 327 с.
10. Короновский Н.В., Милановский Е.Е. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии, Недра, Москва, 1973 г., 280 стр.
11. Кротова Н. Управление государственными лесами в Словакии – мнение участника учебной стажировки в странах ЕС // Материалы международной конференции «Поддержка реформ в лесном секторе России и стран Юго-Восточной Европы опытом стран – новых членов Евросоюза», Пушкино, 21-22 марта 2007 года.
12. Романова Э. П. Современные ландшафты Европы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997, 312 с.
13. Стенд в Музее под открытым небом в Банска-Штьявнице.
14. Сульяно К. Венгрия. М.: БММ, 2003.
15. Храбовченко В.В. Экологический туризм / В.В. Храбовченко. М.: Финансы и статистика, 2007. 207 с.
16. Ecotourism: principles, practices and policies for sustainability, Megan Epler Wood, UNEP. First edition, 2002.
17. International Show Caves Association 6th Congress, October 18. 23, 2010 Demänovská Valley, Slovakia.
18. Jacek Piasecki I, Tymoteusz Sawiński I, Krzysztof Struż I, Ján Zelinka, Selected characteristics of the microclimate of the Demänovská ice cave (Slovakia), proceedings of the 2nd International workshop on ice caves, Demänovská dolina, 2006, с 49-51.
19. Jozef Minar, Ivan Barka, Jozef Jakal etc., Geomorphological hazards in Slovakia. – Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 2006, vol. XL, p. 61-78.
20. Milan Marušin, Geological conditions - factor of origin of two different cave systems in two adjacent valleys (the Demänovská valley and the Jčnska valley, the Low Tatras, Slovakia), Ljubljana 2003, с 124-125.
21. Panorama on tourism. Population and social conditions - Industry, trade and services. Statistical books. 2008 edition.
22. Stankovičský M., Barca I. Geomorphic response to environmental changes in the Slovak Carpathians // Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica. Landform evolution in mountain areas. Vol XLI, 2007. P. 5-28.
23. Zbigniew Perski, Ramon Hanssen, Antoni Wojcik, Tomasz Wojciechowski, InSAR analyses of terrain deformation near the Wieliczka Salt Mine, Poland. – Engineering Geology, 2009, №106, p. 58-67.
24. Zemepisý atlas Slovenská Republika. 2 vydanie. Spolupracovali: A. Fucnová, A. Lališová, K. Ondrejka. Vyd.: Mapa Slovakia plus, 2007, 96 stránky.
25. Zofia Rączkowska (Kraków), recent geomorphic hazards in the Tatra mountains, studia geomorphologica Carpatho - Balcanica Vol. XL, 2006: 45-60.

Интернет-ресурсы

1. <http://www.nntu.ru>
2. <http://www.demanovskadolina.sk/>
3. <http://www.mining-enc.ru>
4. <http://slovakia.travel/>
5. <http://whc.unesco.org/>

6. <http://ru.wikipedia.org/>

ГЕОМОРФОЛОГИЯ В ВОЛГОГРАДСКОМ РЕГИОНЕ В ПОСЛЕВОЕННОЕ ВРЕМЯ

Брылев В.А.

*Волгоградский государственный социально-педагогический университет, Волгоград,
brilev_vspu@rambler.ru*

В начале пятидесятих годов в Сталинградском педагогическом институте открывается аспирантура, первым выпускником которой стал А.В. Цыганков. В конце пятидесятих годов он основал геоморфологическую группу нефтегазовой лаборатории при тресте Сталинграднефтегазразведка, а затем и лабораторию геоморфологии во вновь организованном НИИ Сталинградском (Волгоградском) нефтяной и газовой промышленности. Лаборатория проводила структурно-геоморфологические исследования. Заведующий лабораторией А.В. Цыганков в 1966 году защитил в МГУ докторскую диссертацию по теме «Морфоструктура Нижнего Поволжья». Лаборатория геоморфологии Волгоградского нефтяного НИИ в шестидесятых годах активно проводила исследование структурно-геоморфологического характера от Астрахани до Саратова, включая Калмыцкую республику, переданную тогда из Ставропольского края и совнархоза в Нижнее Поволжье. Представители лаборатории А.В. Цыганков, Ф.У. Сапрыкин и автор участвуют в Пленумах геоморфологической комиссии в Саратове, Актюбинске, Уфе и др.

В Волгоградском НИПИ нефти и газа с конца семидесятых годов функционировала лаборатория аэрокосмических методов. Её сотрудники В.А. Прохоров и В.А. Молодоженов защитили в МГУ кандидатские диссертации по морфоструктурной проблематике с использованием аэрокосмических методов. К сожалению, в последнее десятилетие связь этой группы с геоморфологической комиссией не прослеживается.

В.А. Брылев, перешедший в пединститут, возглавивший кафедру физической географии, сотрудничает с лабораторией геоморфологии ИГАН СССР. Важным итогом этого стало его соучастие в фундаментальной научной работе «Палеогеоморфологический атлас СССР, изданный в 1983 г под ред. Б.П. Леонова, С.К. Горелова, также автор этих строк принимал участие в составлении геоморфологической карты СССР (1985 г) и в палеогеоморфологических исследованиях нефтегазоносных территорий всесоюзного НИИ геологии нефти и газа (ВНИИГНИ) под руководством М.В. Проницовой.

Со второй половины восьмидесятых годов основным геоморфологическим центром в регионе становится кафедра физической географии Волгоградского педагогического института (с 1991 г. университета). Её заведующий В.А. Брылёв в 1989 году защитил в ИГАН СССР докторскую диссертацию, а климатолог А.Н. Сажин в 1995 г защитил докторскую диссертацию в МГУ. Это дало возможность открыть аспирантуру по специальности «Геоморфология и эволюционная география» в Волгоградском педагогическом университете. Первыми её выпускниками были Е.В. Агарков и Н.П. Свечникова (Дьяченко), защитившие в Институте географии РАН кандидатские диссертации в 1994 и 1996 г соответственно.

Волгоградские геоморфологи ведут научные направления: традиционные – морфоструктурные (Волгоград НИПИ нефть), эколого-геоморфологические, публикуются в изданиях различных уровней, В.А. Брылёв является членом редколлегии журнала «Геоморфология». Волгоградские геоморфологи участвуют в пленумах геоморфологической комиссии РАН в Ленинграде, Киеве, Новосибирске и других городах. В 1996 г. Волгоградский педагогический университет проводил на своей базе Межгосударственное совещание – 23-й пленум геоморфологической комиссии РАН по проблеме специализированного геоморфологического картографирования под руководством Д.А. Тимофеева и В.П. Чичагова. Несмотря на то, что это было время «лихих перемен» Пленум прошел успешно с опубликованием научного сборника.

На протяжении 70-80-х годов устанавливаются зарубежные связи, кафедра сотрудничает с географами Остравского педфакультета ЧССР (зав. д-р М. Хаврлант и геоморфолог Л. Бузек). Между ними и нами состоялся обмен научными публикациями и взаимными поездками в Чехословакию и по различным регионам СССР – от Мурманска и Кавказа до Алтая и Алма-Аты.

В 1998 г. на базе кафедры физической географии и геоэкологии ВГПУ было проведено рабочее совещание межведомственной комиссии по эрозионным, русловым и устьевым процессам (руководитель Чалов Р.С.). В 2000 г. под эгидой МГУ, на базе ВГПУ проведено XV пленарное межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов (прогностический аспект). В работе совещания приняли участие 60 участников из 12 городов – Москвы (МГУ, Гидрометеоуниверситет, Академия водного транспорта), Санкт-Петербурга, Нижнего Новгорода, Краснодар, Барнаула, Волгограда, Белоруссии, Волжского, Перми, Ульяновска, Курска, Казани. По количеству и диапазону публикаций (из Польши, Китая, Украины, Узбекистана, Литвы) совещание носило международный характер.

Таким образом, к началу XXI века, в Нижнем Поволжье сформировался научно-педагогический геоморфологический центр, в составе которого трое докторов географических наук и более десяти кандидатов наук. Большое влияние на развитие нашей геоморфологической школы сыграло сотрудничество с МГУ, ИГ РАН, Казанским, Саратовским, Санкт-Петербургским университетами.

Современное двадцатилетие характерно продолжением научных исследований по геоморфологии региона, в том числе и в рамках общих географических НИР. Так в 1995 и 2011 г. кафедрой выпущены коллективные монографии «Природные условия и ресурсы Волгоградской области», в которых есть солидные главы по геоморфологии и экзогенным процессам региона. В.А. Брылев в 2006 году опубликовал монографию «Эволюционная геоморфология юго-востока Русской равнины».

Продолжает функционировать при кафедре аспирантура по специальности 11.00.11 геоморфология и эволюционная география. Её выпускники Е.В. Агарков, Н.П. Свечникова (Дьяченко), Д.А. Солодовников, И.С. Трофимова (Дедова) и Ю.А. Корхова (Голикова) в 1994, 1996, 2003, 2008 и 2012 г.г. соответственно защитили кандидатские диссертации в ИГРАН, а Е.В. Мелихова в 2011 году в Кубанском университете.

Кроме кандидатских диссертаций были защищены три докторские (А.В. Цыганков, 1968; В.А. Брылев, 1989; А.Н. Сажин, 2001).

Волгоградская геоморфология присутствует и в картографических атласных произведениях, изданные в 1967 году в Москве и 1993 году в Киеве. В 2007-2008гг. был

выполнен компьютерный медико-географический атлас, депонированный в ВИНТИ. Это целое направление дальнейших исследований.

Отличается специфическая динамика международных связей. «Ушла» от дальнейшего сотрудничества с нами Чехия, но появились контакты с университетом в г. Брэила в Румынии. Об одном из этих результатов, связанных с изменением рельефа и геоморфологических процессов в Волго-Ахтубинской пойме и дунайской Балты доложен на 34 Пленуме геоморфологической комиссии РАН.

К сожалению, прерываются научные контакты с географами Днепропетровского и Луганского университетов. Ранее в Днепропетровском Национальном университете проводились прекрасные Молодёжные конференции.

По линии географического общества профессор А. В. Цыганков участвовал в работе пяти съездов ГОСССР в Москве 1970, Тбилиси 1975, Казани 1990, а геоморфолог В.А. Прохоров был делегатом X съезда РГО во Владимире. В. А. Брылёв был делегатом трёх съездов ГОСССР в Тбилиси 1975, во Фрунзе в 1980, в Казани в 1990 и двух съездов РГО в Санкт-Петербурге в 2005 и 2010 годах и в Москве в 2014.

В 2014 году геоморфологи Волгограда провели 34 Пленум геоморфологической комиссии РАН.

РАЗВИТИЕ ГЕОМОРФОЛОГИИ В САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКОМ ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ

Лопатин Д.В., Жиров А.И., Болтрамович С.Ф.

*Санкт-Петербургский государственный университет,
geomorphSPbGU@yandex.ru*

Гносеологические и исторические корни российской геоморфологии уходят в XIX век – до момента дифференциации географии она развивалась в её русле: деятельность кафедры географии Санкт-Петербургского университета (позднее – географии и этнографии, созданной в 1819 г.) и кафедры физики и физической географии, открытой в 1835 г., носила и геоморфологический характер. Развитию геоморфологии способствовало создание в 1845 г. Русского географического общества, которое уделяло значительное внимание изучению рельефа, особенно, малоисследованных территорий. В десятых годах XX в. стараниями выдающихся ученых Л.С. Берга и И.Д. Лукашевича геоморфология выделилась сначала как самостоятельное научное направление (с 1918 г.; первое упоминание термина «геоморфология» В.Д. Ласкаревым приходится на 1914 г.), а позднее – как частная географическая наука, нашедшая своё пристанище на Высших географических курсах (открылись 17 января 1916 г.) и в Географическом институте (3 декабря 1918 г.), но, в первую очередь, под сенью Санкт-Петербургского университета.

Географического Института является прародителем целого ряда научных и учебных заведений (ГЭНИИ, НИГЭИ, НИИГ и факультета географии СПбГУ (с 1925 г.)). С реорганизацией Курсов в 1919 году в Географический институт кафедра геоморфологии выделилась в самостоятельную структурную единицу (16 декабря 1918 г. были утверждены 16 кафедр), став стержневой кафедрой института. При кафедре был создан Научно-исследовательский геоморфологический институт – прообраз будущего

Института географии РАН. Географический институт занимался научной, учебной и просветительской (!) деятельностью, в нем преподавали в 1919 г. 45 ученых, а занимались 577 человек.

Первым заведующим кафедрой стал выдающийся геолог-геоморфолог, создатель отечественной тектонической школы, профессор М.М. Тетяев. Его школа основывалась на приоритете тектонических движений в рельефообразовании, а ведущим экзодинамическим фактором – индикатором тектонических движений считалась работа речной эрозии. Тектоно-геоморфологические идеи М.М. Тетяева, благодаря его выдающемуся ученику В.В. Белоусову, господствовали в мировой тектонической школе на протяжении всего XX столетия. М.М. Тетяевым также был заложен краеугольный камень в геоморфологическое картографирование, которое развили в дальнейшем К.К. Марков и З.А. Сваричевская. Первый этап развития геоморфологии в СПбГУ, который можно назвать начальным (XIX в. – 1925 г.), завершился организационным оформлением кафедры геоморфологии как университетской (14 мая 1925 г.).

Географический институт (его учебная часть) в качестве географического факультета вошёл в состав СПбГУ, деканом стал акад. А.Е. Ферсман, а кафедра геоморфологии с проф. Я.С. Эдельштейном во главе стала университетской. Он разработал новый курс геоморфологии, в котором уделялось внимание как экзодинамическим, так и эндодинамическим процессам, и издал в 1933 г. первый в России учебник «Введение в геоморфологию», в 1948 г. переизданный как «Основы геоморфологии». С 1930 по 1941 г. заведующим кафедрой становится его ученик, профессор И.Н. Гладцин, блестяще владевший несколькими европейскими языками, поэт в душе, писавший, что «география заставляет человека смотреть на мир не через узкую щель своей специальности, а с высоты птичьего полёта, где с высокой горы она показывает ему все царства мира» (лишь в 1931 г. обязанности заведующего временно исполняет проф. Б.Л. Личков). Научные интересы И. Н. Гладцина лежали в области общей и региональной геоморфологии, изучения геоморфологических процессов, им создаётся первый университетский учебник «Геоморфология СССР» (1939 г.). Он не создал собственной школы, но сформировал благоприятный климат для расцвета кафедры, где работают такие известные педагоги и учёные как Б.Л. Личков, И.И. Бабков, А.И. Яунпутинь, К.К. Марков, В.Я. Филиппович, М.А. Лаврова и первые аспирантки О.М. Знаменская и З.А. Сваричевская.

И.Н. Гладцин создаёт все условия для молодого и талантливого ученика К.К. Маркова, который в 26 лет защищает докторскую диссертацию, став самым молодым профессором ЛГУ. По его инициативе при кафедре создаются две палеогеографические лаборатории: лабораторию спорово-пыльцевого анализа возглавил Г.А. Благовещенский, (в дальнейшем И.М. Покровская, Е.С. Малясова и др.), а диатомового анализа – А.П. Жузе.

После отъезда К.К. Маркова в Москву в 1937 году курс четвертичной геологии читает профессор М.А. Лаврова. В 30-ые годы резко возрастает интерес к выпускникам кафедры геоморфологии – специалистам в области четвертичной геологии, палеогеографии, палинологии и поисковой геоморфологии, что было связано с активизацией геолого-съёмочного и поискового производства, вызванного индустриализацией страны.

Второй этап развития геоморфологии в СПбГУ, предвоенный (1925-1941 гг.), заложил знаменательные вехи в развитии не только геоморфологии, но и палеогеографии, четвертичной геологии и ряда других наук во всей стране. Кадровый расцвет на кафедре неразрывно связан с личностями Я.С. Эдельштейна и И.Н. Гладцина.

Во время войны заведующим кафедрой становится доцент И.И. Бабков. Незаурядный организатор, он отдал много сил в годы войны для сохранения кафедры и её работы, как в блокадном Ленинграде, так и в Саратове, куда она была эвакуирована в марте 1942 года. После снятия блокады кафедра вновь возвратилась в Ленинград. С 1946 г. возобновляется стационарная полевая геоморфологическая практика в Саблино, проводимая с 1921 г. Энциклопедически образованный человек, блестящий оратор, И.И. Бабков умел увлечь аудиторию и привлечь на кафедру лучших студентов, а его научные интересы были связаны с региональными геолого-геоморфологическими и географическими исследованиями Крыма, Азовского и Чёрного морей. В 1945 г. кафедру опять возглавил Я.С. Эдельштейн, который руководил ею до своего ареста в 1949 г.

До 1954 года кафедрой снова руководит И. И. Бабков. Ненадолго его сменяет профессор И.М. Покровская (1954), палинолог с мировой известностью, одновременно руководившая лабораториями палинологии в ЛГУ и ВСЕГЕИ, создавшая уникальную школу палинологов. С 1947 года вводится специальный курс по общей геоморфологии, разработанный и читаемый З.А. Сваричевской (в традиции школы М.М. Тетяева). Заканчивают аспирантуру Е.Н. Азбукина, А.К. Рюмин и Ю.Ф. Чемяков, ставший крупным геологом-четвертичником и палеогеографом, теоретиком геоморфологии. С 1955 г. курс четвертичной геологии начинает читать Ольга Михайловна Знаменская, уделяющая внимание палеогеографическим реконструкциям плейстоцена.

Третий, военный и послевоенный, период развития геоморфологии в СПбГУ (1941-1954 гг.) характерен тем, что удалось сохранить костяк коллектива и продолжить подготовку кадров высокого уровня, обеспечив восстановление научного потенциала кафедры, в чем большая заслуга И.И. Бабкова.

Двадцать лет, с 1954 по 1974, кафедру возглавлял профессор С.С. Шульц. Его интересовало применение геоморфологического анализа при изучении тектонического рельефа гор. В начале 30-х годов он вводит в научный обиход понятие «новейшая тектоника», понимая под этим термином скользящий во времени начальный период глобальных горообразовательных процессов в складчатых поясах всех гор Земли. Наиболее последовательными приверженцами его школы были выпускники кафедры А.Ф. Грачёв, Т.В. Николаева, П.М. Долуханов, Д.В. Лопатин, Е.Е. Мусатов, Ю.Е. Мусатов, А.А. Веселов и представители других научных центров: Н.А. Флоренсов (сам создавший горно-геоморфологическую школу в Сибирском регионе), Г.Ф. Уфимцев, Б.В. Томилов, В.Г. Трифонов, С.С. Шульц мл. и др. С появлением С.С. Шульца учебный план был перестроен: центральным стал курс «Геотектоника и новейшая тектоника», где рассматривались вопросы геотектоники, геологические, геофизические, дистанционные и геоморфологические методы изучения новейших тектонических движений.

В 1960 г. З.А. Сваричевской была начата разработка единой временной геоморфологической шкалы на основе цикличности и планетарной синхронности этапов развития рельефа Земли, продолженная профессором Ю.П. Селиверстовым. Преподавателем кафедры становится А.Ф. Грачёв. В НИИ Географии С.С. Шульц создаёт

лабораторию планетарной трещиноватости, сотрудниками которой становятся Т.В. Николаева, Р.И. Бева, Р.А. Борисова и Ю.М. Миханков.

С 1974 по 1986 г. заведующим становится доцент Алексей Корнильевич Рюмин, который разрабатывает новые методы изучения горных ледников: одним из первых использует радиолокацию при изучении подлёдного рельефа горных ледников. На консультационную работу уходит. Покидают кафедру С.С. Шульц, Е.Н. Азбукина, А.Ф. Грачёв, Г.Н. Каттерфельд, приходит Б.Г. Фёдоров. С кафедрой тесно сотрудничает её выпускник профессор Ю.П. Селиверстов, известный геоморфолог, Президент ВГО, чей круг интересов касался разработки вопросов теоретической, региональной, гипергенной геоморфологии, новейшей тектоники и общего землеведения. В конце 80-х заканчивается четвертый, эволюционный, этап развития геоморфологии в СПбГУ, характеризующийся не только рядом научных достижений, но и целой плеядой выпускников, развивающих геоморфологию и поныне. Этот этап неразрывно связан с именем С.С. Шульца, с созданной им школой, продолжающей идеи М.М. Тетяева.

С 90-х годов начинается современный этап развития геоморфологии в СПбГУ, заслуженно связанный с именем профессора А.Н. Ласточкина. 16 лет он заведовал кафедрой, а круг его научных интересов включал общую теорию геоморфологии, системный анализ в географии и геоморфологии, новейшую тектонику, поисковую геоморфологию нефтегазовых областей, морскую геоморфологию, а также поисковую геологию суши и дна Мирового океана. Вводятся новые курсы «Общая геоморфология», «Геоморфологические основы геоэкологии», «Субгляциальная геоморфология». В 1992 г. профессором Н. В. Скубловой разрабатывается курс по специальному геолого-геоморфологическому дешифрированию аэрокосмических снимков, который модернизируется позднее доцентом Д.В. Лопатыным для приближения к практике геолого-съёмочных, геолого-поисковых работ. Меняется курс «Новейшая тектоника» за счет современных представлений о новейшей геодинамике Мирового океана, который читался профессором Е.Е. Мусатовым, а затем доцентом Ю.Е. Мусатовым. Курс палеогеографии и геологии четвертичного периода, заложенным Я.С. Эдельштейном, развитый К.К. Марковым, И.П. Герасимовым, Д. Б. Малаховским, совершенствуется его учениками - профессором Д. Ю. Большиановым и доцентом Г.Б. Фёдоровым.

В 90-х годах наступают тяжелые времена и к 2001 г. на кафедре остается 1 профессор и 4 кандидата наук. Заведующим становится ученик А. Н. Ласточкина профессор А. И. Жиров. Сейчас на кафедре работают 6 профессоров (в том числе известный немецкий морской геолог Йорн Тиде), 7 доцентов и 2 ст. преподавателя, создана лаборатория геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана (зав. лаб. профессор В. Ю. Кузнецов), начата подготовка бакалавров и магистров в области географии, геоморфологии и четвертичной геологии полярных стран. После создания в 2014 г. на базе геологического факультета и факультета географии и геоэкологии Института наук о Земле, реформы управления образовательным процессом, перестройки учебных планов, предъявления новых требований к научной и учебной деятельности для её приближения к общемировой практике, наступил очередной сложный этап жизни кафедры. На это время пришлась и смена поколений. Процесс укрупнения структурных единиц, отказ от подготовки специалистов, переход к новым образовательным стандартам привели к сокращению кафедр геоморфологии в стране до двух – в МГУ и СПбГУ.

Почти вековой путь кафедры ознаменован, как созданием новых научных направлений и школ, знаковыми научными трудами и учебниками, организацией лабораторий, открытием новых специализаций и профилей подготовки, так и воспитанием достойных ученых, развивающих геоморфологию и другие науки о Земле в стране и мире.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЛЕДНИКОВОГО РЕЛЬЕФА В КРАЕВОЙ ЗОНЕ ПОЗДНЕВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ПСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ)

**Деркач А.А.¹, Карпухина Н.В.², Константинов Е.А.², Курбанов Р.Н.²,
Матлахова Е.Ю.¹, Артемьева В.С.¹, Баранов Д.В.¹, Бердникова А.А.¹, Гарова Е.С.¹,
Губарев А.С.¹, Мухаметшин А.Р.¹, Мухаметшина Е.О.¹, Романов А.О.¹, Сычёв Н.В.¹,
Ткач Н.Т.¹, Тюнин Н.А.¹**

¹*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
derkach1977@yandex.ru,*

²*Институт географии РАН*

Зимняя экспедиция НСО кафедры геоморфологии и палеогеографии проходила в пределах трех районов Псковской области: Печорского, Островского и Палкинского. В геоморфологическом отношении район исследования расположен в центральной части Псковской низменности. Отличительной особенностью рельефа этой территории является сочетание плоских участков лимногляциальных равнин с фестонобразными полосами холмисто-грядового рельефа краевых образований, относящихся к лужской стадии поздневалдайского оледенения.

Данная территория не одно десятилетие привлекает к себе внимание исследователей занимающихся вопросами, связанными с деградацией последнего оледенения и природными обстановками в позднем плейстоцене – голоцене. Существенный вклад в исследование геолого-геоморфологического строения региона внесли работы Исаченкова В.А., Малаховского Д.Б., Татарникова О.М. и др. К настоящему времени накоплен значительный объем информации, но ряд вопросов остаются нерешенными или дискуссионными. Например, проблемы определения возраста и местоположения Островских краевых образований, расположенных в пределах района исследования, сформировавшихся в лужскую стадию поздневалдайского оледенения. По существующим представлениям лужская стадия проявилась в раннем дриасе (возраст 15,7 кал. тыс.л.н.) [1]. В это время произошла подвижка края ледникового покрова на освободившуюся во время потепления Раунис (15,9-15,7 кал. тыс.л.н.) ото льда территорию центральной части Псковской низменности [2].

Геоморфологическое строение краевых образований и четвертичные отложения региона также характеризуются недостаточной изученностью, что не позволяет обоснованно судить о ландшафтно-климатических обстановках прошлого в пределах низменности.

Основная цель исследования – реконструкция палеогеографической обстановки в пределах центральной части Псковской низменности в течение позднего ледникового.

В ходе работ было проведено крупномасштабное картографирование рельефа и четвертичных отложений краевой зоны лужской стадии поздневалдайского ледникового покрова в пределах четырех ключевых участков (рис. 1).

Ключевые участки расположены как в пределах Островского комплекса краевых образований (участок № 1 – район д. Ст. Изборск, № 2 – окрестности д. Ванютино), так и на незначительном удалении от краевых образований к северу (участок № 3 – д. Слопыгино) и югу (участок № 4 – д. Алексеевка, Молковское болото). Такое размещение ключевых участков наилучшим образом позволило охарактеризовать структуру Островских краевых образований, условия и динамику их формирования, а также судить о палеогеографической обстановке в центральной части низменности.

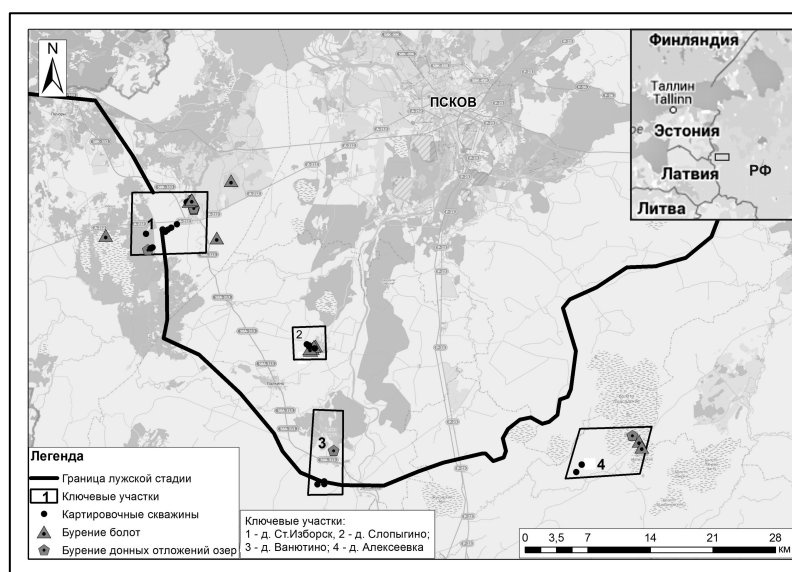


Рис. 1. Карта фактического материала.

Помимо изучения краевых образований, было произведено бурение болот (12 скважин) и донных отложений озер (4 скважины), являющихся основным источником информации о ландшафтно-климатических условиях, формировавшихся на исследуемой территории с момента отступления ледника. За время экспедиции были отобраны образцы рыхлых отложений на различные виды анализов: радиоуглеродное датирование – 27 шт., споро-пыльцевой – 173 шт., литологический – 374 шт., а из двух скважин были отобраны керны лимногляциальных отложений с признаками тонкой ритмичной слоистости, имеющих ненарушенную структуру, что позволит получить новые данные по варвохронологии Псковской низменности. В пределах озер буровые работы предварялись батиметрической съемкой и нивелирной съемкой побережья.

Согласно материалам предыдущих исследований [3, 4, 5, 6], формирование Островских краевых образований произошло в результате крупной подвижки ледника, на что указывают напорные конечно-моренные гряды в окрестностях дд. Веретье, Анскино, Кольцово и др. Однако активизация (подвижка) ледникового покрова была кратковременной и быстро сменилась на его деградацию (таяние). Во время деградации ледника произошло частичное или полное погребение комплексов краевых образований под лимногляциальными и флювиогляциальными осадками.

В зависимости от уклона поверхности, прилегающей к краю ледника, и пространственного положения в пределах низменности, процессы дегляциации протекали по двум сценариям:

1) в пределах территорий, примыкающих к возвышенности Хаанья (к западу от района исследований) и с общим уклоном предфронтальной зоны краевых образований по направлению движения ледника, формировались зандровые равнины;

2) в пределах центральной части низменности, характеризующейся обратным уклоном поверхности коренных пород, образовывались приледниковые водоемы.

Таким образом, в результате деятельности приледниковых водоемов и флювиогляциальных потоков, значительная часть краевых образований оказалась перекрыта лимногляциальными (д. Ванютино), а местами и флювиогляциальными отложениями (в районе дд. Вязьмово, Кольцово, Третьяково).

Наилучшей сохранностью отличаются комплексы краевых образований, приуроченные к окраинам Псковской низменности (район дд. Вязьмово, Кольцово, Третьяково), что связано с их приподнятым положением – эти территории не затапливались приледниковыми водоемами. В тоже время в центральной части низменности, где приледниковые водоемы существовали длительное время, краевые образования существенно размыты и перекрыты мощной толщей лимногляциальных отложений.

Пространственное положение приледниковых водоемов, прежде всего, зависело от интенсивности таяния ледникового покрова. В подпрудных озерах формировались лимногляциальные отложения, которые практически повсеместно распространены в пределах низменности. Исключение составляют участки абразионных лимногляциальных равнин, где они либо отсутствуют, либо их мощность не превышает нескольких сантиметров (район д. Ст. Изборск). По литологическому составу – это глины и суглинки (местами ленточные), алевроиты, пески. В распределении данных литотипов наблюдается определенная зональность, вызванная формированием отложений в различных седиментационных зонах приледниковых водоемов.

В ходе полевых исследований встречались различные типы лимногляциальных отложений. Однако наибольший интерес вызвали ленточные глины, формирующиеся в наиболее глубоководных (свыше 20 м) и относительно стабильных условиях. Типичные, ненарушенные ленточные глины были встречены в долине р. Обдех и в оз. Белая Струга. Оба района отличаются друг от друга условиями образования ленточных глин.

Морфология долины р. Обдех дает основания предполагать, что ленточные глины в доледниковой долине накопились в локальном водоеме, сформировавшемся в результате таяния т.н. «мертвого» (неподвижного) льда, пломбировавшего речную долину. Судя по литологическому составу отложений данной территории, водоем здесь мог существовать вплоть до середины голоцена, после чего стал зарастать и постепенно трансформировался в болото.

Ленточные глины, обнаруженные в оз. Белая Струга, формировались в приледниковом водоеме, примыкавшем к активному краю ледникового покрова. Можно предположить, что озеро Белая Струга является реликтовым водоемом, возникшим на месте приледниковых озер. Результаты проведенных исследований способны пролить свет не только на характер дегляциации низменности во время основного периода

отступления поздневалдайского ледникового покрова, но и подойти к оценке времени окончательного стаивания участков мертвого льда в пределах исследуемой территории.

Отсутствие в периферийной части низменности типичных ленточных глин (Молковское, Турковское и Милицкое болота, а также район д. Алексеевки) свидетельствует о меньших глубинах в приледниковых бассейнах, чем в центральной части низменности. А проточность того водоема подтверждается наличием прослоев и гнезд тонкозернистого песка в суглинках, подстилающих болотные отложения Молковского болота. Гипсометрия данного участка и его расположение между Лужской и Судомской возвышенностями также дают основания говорить о существовании здесь пролива между двумя приледниковыми водоемами.

Полученные в ходе экспедиции материалы позволяют утверждать, что накопление ленточных глин на заключительных этапах существования приледниковых водоемов в пределах низменности приурочено к ее осевой части. Данный вывод в дальнейшем даст возможность подойти к проблеме оценки возраста краевых образований, расположенных в пределах Псковской низменности, – в первую очередь, исследованных нами Островских краевых образований, формирование которых российские исследователи относят к лужской стадии [5, 6, 7].

Стоит отметить, что комплексы краевых образований осложнены формами рельефа, образовавшимися в условиях таяния «мертвого» льда. В пределах участка краевых образований у дд. Вязьмово, Кольцово, Третьяково, а также в районе д. Слопыгино встречается холмисто-грядовый рельеф абляционной морены, характерный для зафронтальной зоны краевых образований. Кроме этого, морфология котловины оз. Черное и вскрытые там разнозернистые пески, подстилающие озерный сапропель (голоценовые органогенные илы), указывают на термокарстовое происхождение котловины. Все это позволяет утверждать, что обломки «мертвого» льда располагались и в предфронтальной зоне краевых образований в пределах зандровых равнин. В результате вытаивания «мертвого» льда сначала образовались озера (например, оз. Черное), а позже, в голоцене, – заболоченные массивы.

В заключение следует отметить, что в ходе исследований, кроме ледниковых и водно-ледниковых отложений, было проведено изучение болотных и озерных отложений, что позволит реконструировать ландшафтно-климатическую обстановку центральной части Псковской низменности в позднем плейстоцене – голоцене. Более детальная палеогеографическая интерпретация будет выполнена после проведения комплекса лабораторных исследований образцов, собранных в ходе экспедиции.

Литература

1. Quaternary Glaciations – Extent and Chronology: a Closer Look. // *Developments in Quaternary science*. V.15. 2011. P. 95-104.
2. *Dreimanis A., Zelcs V.* Pleistocene stratigraphy of Latvia. / *Glacial Deposits in North-East Europe*. J. Ehlers, S. Kozarski, P. Gibbard (Eds.) – Balkema, Rotterdam, 1995. – P. 105-113.
3. *Александрова А.Н.* Отчет о результатах геологической съемки листа О-35-XXIII (Псков – Остров) масштаба 1:20000. – Росгеофонд, 1948.

4. *Шмаенок А.И.* Отчет о результатах комплексной геолого-гидрогеологической съемки масштаба 1:50000 Псковско-Печорского района (1960-61 гг.). – Росгеофонд, 1963.
5. *Татарников О.М.* Рельеф и палеогеография Псковской области. – Псков: ПГПУ, 2007. – 127 с.
6. *Карпухина Н.В.* Особенности деградации осташковского ледникового покрова в пределах Чудско-Псковской низменности. // Геоморфология. № 4. 2013. С. 38-47.
7. *Аболтиньш О.П., Даниланс И.Я., Ильин Е.А., Исаченков В.А., Фаустова М.А., Чеботарева Н.С.* Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. – М.: Наука, 1977. – 143 с.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ БЕЗОПАСНОСТЬ ТЕРРИТОРИЙ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОГО НАЗНАЧЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПОДОЛЬСКОГО РАЙОНА МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ)

Еременко Е.А., Беляев Ю.Р., Болысов С.И., Гаранкина Е.В., Гуринов А.Л., Гендлин Н.В., Грибова Д.А., Иванов К.Ю., Иванов М.М., Кузнецов М.А., Максименко Д.Д., Назаров В.П., Обыденная Е.П., Родионова П.М., Рудинская А.И., Сорокина Е.А., Толстоган А.Д., Туляков Е.Д., Чайковская И.В., Яровая С.К.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
eremenkoeaig@gmail.com*

При использовании природных ресурсов конкретной территории в хозяйственной деятельности необходимо учитывать комплекс условий и факторов, влияющих на развитие природно-техногенных систем, в том числе, особенности строения и развития рельефа. Устойчивость природно-территориальных комплексов к антропогенному воздействию во многом определяется интенсивностью и направленностью процессов морфолитогенеза [1]. При хозяйственном использовании территории неминуемо возникает комплекс природных рисков, среди которых важное место принадлежит и геоморфологическим. Геоморфологический риск – это вероятность ущерба от воздействия геоморфологических процессов для природной, социальной или техногенной среды. Степень геоморфологической безопасности территории (ГБТ) определяется уровнем геоморфологического риска, т.е., в конечном итоге, вероятностью ущерба [1, 3]. Многофакторность развития и генетическое разнообразие геоморфологических процессов предопределяют практическую невозможность количественного учета всех условий и факторов при комплексной оценке геоморфологического риска. В то же время, комплексная оценка геоморфологической безопасности актуальна и востребована на этапе стратегического планирования, поскольку позволяет минимизировать риски при дальнейшем хозяйственном освоении.

В настоящее время многие землепользователи в России обладают достаточной информацией о способах оптимизации хозяйствования и осознают необходимость научного подхода к планированию уже на ранних этапах освоения земель. Возможность минимизации ущерба от действия природных (в том числе, геоморфологических)

процессов определяет актуальность и востребованность комплексных оценок безопасности в среде потребителей разного уровня – от местных органов самоуправления и частных предпринимателей до крупных проектных организаций и министерств. Опыт оценки экологической напряженности для территории России показал перспективность и важность учета комплексных показателей для ведения хозяйства, стратегического планирования и пр. [2].

Для оценки геоморфологической безопасности конкретной территории по заказу землепользователя (северной части Подольского района Московской области) была применена методика расчета комплексного показателя путем суммирования произведений частных балльных оценок значимых факторов на квалитетрические коэффициенты, отражающие степень значимости каждого показателя с точки зрения перспектив сельскохозяйственного освоения [3]. Значения квалитетрических коэффициентов были определены методом экспертных оценок, широко используемым в географических науках [2, 4].

В качестве значимых показателей учитывались как свойства рельефа (крутизна и форма склонов, эрозионная расчлененность), так и свойства обстановки рельефообразования (литологический состав поверхностных отложений, ветровой режим и пр.). Необходимые данные о геоморфологическом и геологическом строении территории были получены в ходе зимней экспедиции НСО кафедры геоморфологии и палеогеографии. В частности, выполнено крупномасштабное геоморфологическое картографирование (1 : 10 000), ручное бурение и георадиолокационное зондирование по серии профилей (от междуречья до уреза р. Пахры), установлены ареалы развития опасных и неблагоприятных экзогенных геоморфологических процессов. Материалы полевых работ послужили необходимой основой для выделения значимых для комплексной оценки ГБТ показателей, их ранжирования и присвоения коэффициентов веса.

В административном отношении район работ площадью около 20 км² располагается, преимущественно, в Подольском районе Московской области, между деревнями Федюково, Ворыпаево, Макарово, Услонь, Бяконтово и Спирово. Исследуемая территория расположена в центральной части Русской плиты (левобережье р. Пахры, 150-200 м над у.м.) Восточной-Европейской платформы, что обеспечивает в целом спокойные неотектонические условия рельефообразования. Междуречья представлены пологоволнистыми поверхностями ледниковой и озерно-ледниковой аккумуляции московского возраста, обрамленными долинными зандрами и прорезанными ложбинами стока талых ледниковых вод позднемосковского времени. Эти поверхности перекрыты чехлом средне-позднеплейстоценовых покровных и среднеплейстоценовых озерно-ледниковых суглинков переменной мощности (2-4 м). Под толщей четвертичных отложений местами (в частности, в районе дер. Ворыпаево) залегают позднеюрские хорошо промытые, зеленоватые, глауконит-кварцевые пески с включениями фосфоритов, имеющие высокую промышленную ценность. В строении долинного комплекса выделены уровни аллювиальной аккумуляции средне- и позднеплейстоценового, а также голоценового возраста (III, II и I НПТ, высокая, средняя и низкая поймы). По данным бурения и изучения разрезов и обнажений установлено, что перечисленные аллювиальные уровни сложены песками разной крупности (преимущественно, среднезернистыми) и перекрыты чехлом суглинков (от легких до тяжелых) мощностью от 1,1 до 4,7 м.

Изученная территория характеризуется высокой степенью антропогенной освоенности: около 58% приходится на сельскохозяйственные земли (пахотные угодья, тепличные комплексы), 10% – на селитебные земли (жилые и хозяйственные постройки, включая участки дачного строительства), 21% – на земли лесного фонда, 4% – на земли действующих и заброшенных карьеров по добыче песка (Ворыпаевский, Большебрянцевский, Макаровский карьеры) и около 5% – на неиспользуемые земли. К неудобьям относятся ежегодно затапливаемые поймы, заболоченные земли, овраги, крутые склоны и пр. Для определения стратегии дальнейшего развития сельского хозяйства и возможного перевода части земель в ранг селитебных или складских землепользователю потребовалась комплексная оценка безопасности территории для сельского хозяйства. По материалам оценки ГБТ предполагается обоснованно ограничить обработку участков с низкой степенью безопасности и перевести их в угодья иного типа.

Для полуколичественной (балльной) оценки ГБТ для сельского хозяйства выполнен расчет комплексного показателя, учитывающего ряд значимых для отрасли факторов и условий, определяющих степень устойчивости геосистем к внешнему воздействию. Учитываемые показатели имеют разные единицы измерения, а некоторые являются качественными. По этой причине было проведено их ранжирование и приведение к балльной шкале (диапазоном изменения показателей присвоены баллы от 1 до 4) (табл.1).

Таблица 1. Пример балльной оценки значимых показателей

Показатель	Диапазоны изменения показателя		Балл
Крутизна склона	до 2°		4
	2–8°		3
	8–15°		2
	более 15 градусов		1
Преобладающая форма склонов	Поверхности с уклоном менее 2°		4
	рассеивающая		3
	прямая		2
	собирающая		1
Интенсивность дефляции	крайне низкая		4
	низкая		3
	средняя		2
	высокая		1
Близость к бровкам и вершинам малых эрозионных форм, к подмываемым берегам рек	удаленность от бровки более 50 м		4
	Расстояние до бровки или вершины малой эрозионной формы или до бровки берега реки менее 50 м	Отсутствуют признаки современной эрозии в малой эрозионной форме, склоны стабильны; в русле – тенденция к аккумуляции (выпуклые берега излучин)	3
		В малой эрозионной форме наблюдаются признаки склоновых процессов и эрозии в русле; спрямленные участки русел рек без проявления боковой эрозии	2
		Наблюдаются признаки глубинной и боковой эрозии в малых эрозионных формах, интенсивная боковая эрозия в русле	1
Литология поверхностных отложений (значение неразмывающих скоростей V_n по [5])	Суглинки тяжелые и средние (более 0,8 м/с)		4
	Суглинки легкие (0,45-0,8 м/с)		3
	Супеси (0,65-0,7 м/с)		2
	Пески средне- и мелкозернистые (менее 0,57 м/с)		1

Границы выделов, в пределах которых производился расчет показателя ГБТ, определялись контурами сельскохозяйственных (пахотных) угодий и

геоморфологическими границами между формами и элементами рельефа. Для каждого участка производилось суммирование произведений балла по каждому показателю на соответствующий весовой коэффициент. Значения весовых коэффициентов приняты с учетом особенностей землепользования и составили: для крутизны склона – 1; формы склона – 0,7; интенсивности дефляции – 0,5; близость к эрозионным формам – 0,8; литологии пород – 0,4. Диапазон изменения комплексного показателя ГБТ составил от 5,6 (крайне неблагоприятные условия) до 13,6 (наиболее безопасные условия). На составленной карте геоморфологической безопасности территории отражены участки, характеризующиеся разным значением показателя. Для удобства восприятия диапазон изменения показателя ГБТ (8 баллов) разделен на промежутки, соответствующие разной степени безопасности – крайне низкой (5,6-7,2 балла), низкой (7,2-8,8 балла), средней (8,8-10,4 балла), высокой (10,4-12,0 баллов) и очень высокой (более 12,0 баллов).

По итогам оценки ГБТ изучаемой территории установлено, что очень низкая степень безопасности характерна для 0,31% от общей площади, низкая – для 1,85%. Участки, относящиеся к этой категории располагаются преимущественно вдоль МЭФ, в которых наблюдается активная эрозия (боковая и глубинная). Рекомендуются вывести эти угодья из категории сельскохозяйственных и перевести, например, в лесные. Средней степени геоморфологической безопасности характеризуются в основном крутые эрозионные склоны, а также склоны в прирвовочных частях МЭФ. Доля этих участков составляет 12,81% от общей площади. Оптимальным решением с точки зрения природопользования будет перевод этих угодий под сенокосы, т.к. пахота может привести к активизации эрозионных процессов. Высокая и очень высокая степень безопасности характерна для большей части территории: доли земель этих категорий составляют 19,66% и 65,38% соответственно. Они располагаются на субгоризонтальных и слабонаклонных поверхностях аллювиальных террас, поймы и междуречья. Таким образом, преобладают территории с высокой и очень высокой степенью геоморфологической безопасности, что весьма благоприятно для дальнейшего использования этих земель в сельском хозяйстве.

По итогам проведенной оценки выявлены наименее благоприятные для распашки участки, эксплуатация которых должна проводиться с соблюдением особых мер: следует избегать распашки вдоль склона и прокладки полевых дорог. Эти участки наиболее уязвимы с точки зрения возможной активизации линейной эрозии и делювиального смыва.

Литература

1. Экологическая геоморфология. Т. 2. Новые направления. М.: Изд-во географического ф-та. 2015.
2. Злотина Л.В., Чалов Р.С. Интегральная оценка экологического состояния Европейской территории России / Проблемы оценки экологической напряженности Европейской территории России: факторы, районирование, последствия. – М., Изд-во географического фак-та, 1996. С 117-123.
3. Большов С.И., Бредихин А.В., Еременко Е.А. Основы концепции геоморфологической безопасности / Материалы XXXIV Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Волгоград, 2014. С. 19-26.

4. Битюкова В.Р., Кириллов П.Л. Методы комплексной оценки региональных различий экологической напряженности в России // Региональные исследования. 2011. № 1. С. 56-69.

5. География овражной эрозии. Под редакцией Е.Ф. Зориной. – М.: Изд-во МГУ, 2006. 324 с.

**КОМПЛЕКСНАЯ ОЦЕНКА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ
ПОБЕРЕЖЬЯ ЧЕРНОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ УЧАСТКОВ НИЗКОГОРИЙ
СЕВЕРНОГО КАВКАЗА ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ВИДОВ ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ
(НА ПРИМЕРЕ ГОРОДА-КУРОРТА ГЕЛЕНДЖИК)**

Шереметская Е.Д., Кузнецова Ю.С., Беляев В.Р., Абдуллаева И.В., Белоусова А.В.,
Веселов Д.С., Дворенкова О.П., Доманская П.А., Ильясов А.К., Конопляникова Г.В.,
Леоненко Н.С., Лотош О.С., Митрофанова Н.С., Мишурицкий Д.В.,
Третниченко А.С., Тука И.К., Удалов Л.Е., Халяпин А.А., Цветкова Д.Ю.,
Шишкин В.С.

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
sheremetskaya@gmail.com*

Комплексная оценка геоморфологической безопасности с учетом типов природопользования территории – актуальная проблема для многих освоенных регионов России. Под геоморфологической безопасностью понимается такое состояние эколого-геоморфологической системы, при котором вероятность ущерба от протекания геоморфологических процессов сведена к минимально приемлемой для того или иного вида природопользования [1]. От успешности оценки геоморфологической безопасности территории (ГБТ) зависит степень рациональности планирования и ведения хозяйства, обоснованность выбора подходящих участков для разных типов природопользования, прогнозирование чрезвычайных ситуаций.

Геленджик, располагающийся на Черноморском побережье Кавказа, является городом-курортом федерального значения, принимающим ежегодно более 3 миллионов туристов. В настоящее время наблюдается активное расширение зоны городского строительства, в результате которого происходит преобразование огибающего город Маркотхского хребта. Помимо собственно жилых территорий, в структуре землепользования выделяются общественно-деловые и рекреационные зоны, земли сельскохозяйственного, инженерного и транспортного назначения, особо охраняемые территории. Разнообразие прямых и обратных связей компонентов эколого-геоморфологической системы (сочетание субтропического климата, неустойчивых горных пород, горного рельефа с большим энергетическим потенциалом, близость моря и высокая антропогенная нагрузка) создают условия для возникновения большого набора активных экзогенных процессов, нередко принимающих опасный и катастрофический характер и требующих детального изучения и мониторинга. Очевидно, что оценка ГБТ приобретает здесь особую актуальность.

Основной район исследований располагался в пределах муниципального образования город-курорт Геленджик, от с. Кабардинка до с. Дивноморское (включая

небольшой участок территории с. Прасковеевка – ООПТ «Скала Парус»), ограничен с двух сторон береговой линией Черного моря и водораздельной поверхностью Маркотхского хребта. Основное внимание уделялось районам городской застройки, а также бассейну р. Яшамбы, выбранному в качестве ключевого участка для детального геоморфологического обследования и организации станций мониторинга опасных экзогенных процессов рельефообразования.

В геологическом отношении г. Геленджик находится в пределах Новороссийского синклинория. Область исследования ограничивают сдвигово-надвиговые уступы – Джанхотский и Шесхарисский, придающие рельефу четко выраженную ступенчатость. Здесь выделяются 4 основные верхнемеловые морфоструктуры: 1) Маркотхский инверсионный синклинорный хребет; 2) Геленджикская грабен-синклинальная впадина; 3) Субширотные брахиантиклинальные хребты (район г. Дооб и возвышенность между г. Геленджик и долиной р. Адёрба) с тектонически срезанными южными крыльями; 4) Поперечные к простиранию вышеуказанных структур Джанхотский и Шескарисский надвиговые уступы [2].

С геоморфологической точки зрения территория принадлежит к области средневысотных структурно-денудационных гор с продольным и поперечным эрозионным расчленением, сложенных верхнеюрскими, меловыми и отчасти палеогеновыми флишевыми отложениями [3]. Здесь выделяются следующие комплексы рельефа: структурно-денудационный (в пределах вершинной поверхности и южных склонов Маркотхского хребта, а также брахиантиклинальных хребтов), флювиальный (долины рек Яшамбы и Адёрб и т.н. "щели") и морской (морские террасы и берега разных типов). Все комплексы активно преобразовываются экзогенными процессами, среди которых наиболее значительны эрозионные и селевые, склоновые (обвалы, осыпи и оползни-сплывы), абразионные и абразионно-аккумулятивные, а также антропогенные.

Северная граница района проходит по водоразделу Маркотхского хребта, который достигает здесь наибольших высот – 762 м (г. Плоская); средние высоты – 500-600 м. Вершинная поверхность хребта полого-выпуклая, плавно переходит в крутой (до 40°) юго-западный склон, сильно расчлененный большим количеством эрозионных форм (щелей) – более 30 долин в пределах г. Геленджик. Щели имеют схожее морфологическое строение, что обусловлено геологическими особенностями пород, которые они прорезают. Поперечный профиль V-образный в верховьях и U-образный в низовьях; крутизна склонов от 25° до 60°. Зачастую долины ассиметричны: левый борт расчленен притоками, правый – нет. Склоны в основном залесены, местами встречаются выходы флишевых пород. Ширина днищ изменяется от первых метров в верховьях до первых десятков в низовьях. Руслу в долинах сухие, периодически появляются водотоки, высачивающиеся из масс рыхлых отложений, заполняющих днища. Большинство долин заканчивается у подножья Маркотхского хребта довольно большими конусами выноса (ширина – до первых сотен метров, высота – первые 10-ки метров), плавно переходящими в нижележащую субгоризонтальную поверхность.

С северо-запада и юго-востока Геленджикская бухта окружена возвышенностями (брахиантиклинальными хребтами), которые, основываясь на морфоструктурной карте Я.И. Трихункова [2], считаются останцами антиклинального хребта, разрушенного совокупностью экзогенных и тектонических процессов. Они имеют высоты до 300 м (г. Дооб). Склоны, крутизной 10-15°, расчленены многочисленными довольно

однотипными долинами. Их русло извилистое, с поворотами до 90° , что обусловлено литологией прорезаемых пород. Устья водотоков как правило висячие, прорезающие клиф на разных высотах. Продольный профиль порожи́стый, поперечный – V-образный. Под ступенями продольного профиля формируются эвразионные котлы. Подобные морфологические характеристики свидетельствуют об интенсивной глубинной эрозии. Склоны долин крутые ($30-40^\circ$), с маломощным (не более 0,1-0,5 м) чехлом рыхлых отложений. На склонах слабое развитие получает крип. Часто встречаются оползнисплывы. В некоторых местах их появление обусловлено залеганием флишевых пород, пласты которых играют роль плоскости срыва. В других случаях оползни приурочены к поворотам долин или, скорее всего, спровоцированы антропогенным вмешательством.

Долина р. Яшамбы в основном ориентирована вкрест простирания геологических структур по крупным тектоническим разломам, однако встречаются участки согласные геологическому строению; выработана в флишевых терригенно-карбонатных породах мелового возраста. В днище и на склонах коренные породы перекрываются полигенетическими рыхлыми осадками – аллювиальными, делювиальными, отложениями конусов выноса, оползней и осыпей различной мощности и состава – от илистых до глыбово-валунных. Долину р. Яшамбы можно разделить на 3 участка: 1) приустьевой; 2) широкая корытообразная долина с меандрирующим руслом с адаптированными и вынужденными излучинами; 3) горный, узкий V-образный участок, с относительно прямолинейным неразветвленным руслом и небольшими адаптированными и вынужденными излучинами. Большую роль в преобразовании бассейна реки, в формировании и перераспределении наносов играют процессы выветривания, склоновые, эрозионно-аккумулятивные, селевые, карстовые и антропогенные процессы.

Складчатые структуры флишевых пород на побережьях (в т.ч. в пределах города) «срезаются» морскими террасами. Среди них выделяются чаудинская (до 100 м), древнеэвксинская (40-60 м), узунларская (до 40 м), карангатская (24-26 и 12-14 м) абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные террасы, связанные с новейшей черноморской трансгрессией – древнечерноморская (3-5 м) и нимфейская (1,5-2 м) [4]. Берега на участке с. Кабардинка – с. Дивноморское преимущественно абразионные. В материк глубоко вдаются две бухты – Голубая и Геленджикская. На межбухтовом участке интенсивная абразия ведет к отступанию берега. Естественные пляжевые отложения почти везде отсутствуют, у основания клифа иногда проглядывают полосы бенча, заваленные обломками флишевых пород. В бухтах или в вогнутых частях берегов, особенно в устьях рек, образуются полосы галечных пляжей с рядами береговых валов.

Среди наиболее опасных экзогенных процессов на исследуемой территории выделяются сели, оползни, а также эрозионные процессы в руслах водотоков. Часто они активизируются обильными паводками. В Краснодарском крае мощная паводочная активность была зафиксирована в 1954, 1963, 1966, 1980, 1987, 1997, 2002, 2005, 2006, 2010, 2011, 2012 годах. Оползни в районе Геленджика приурочены к бортам щелей, долине р. Яшамба и её притокам. Они поставляют рыхлый материал в днища долин, служат источником твердого материала для селей. Эрозионные процессы и сели охватывают практически все долины и щели. Согласно данным В.Л. Бабурина и др. [5] рассматриваемая территория относится к селеопасному региону с приемлемым (и от части допустимым) индивидуальным риском.

Активное развитие современных рельефообразующих процессов на давно используемой и продолжающей активно осваиваться территории обуславливает необходимость проведения оценки ГБТ. Была предпринята попытка оценки интегрального показателя ГБТ для территории городской застройки Геленджика (согласно публичной кадастровой карте), как одной из самых уязвимых к опасным геоморфологическим процессам и потенциально подверженной максимальному ущербу, экономическому и социальному риску, по двум методикам. Первая (далее – А), предложенная С.И. Болысовым и др. [1], складывается из одновременной бальной оценки свойств рельеф и условий и факторов рельефообразования. Вторая (далее – Б) основывается на сопоставлении зачастую ограниченных ареалов развития высоко интенсивных геоморфологических процессов с участками развития того или иного типа природопользования. При оценке геоморфологической безопасности учитывался экстремальный сценарий преобразования дневной поверхности, а также требования действующих нормативных документов. Высокие значения интегрального показателя соответствовали большей безопасности территории.

Проведенный анализ показал сходства и различия в оценке ГБТ. Идентичность результатов проявилась в максимальных значениях ГБТ практически для всех видов землепользования, приуроченных к террасам Чёрного моря (кроме земель сельскохозяйственного назначения для методики А), а также минимальных значениях для зон инженерной и транспортной инфраструктуры в долинах (щелях) на склонах Маркотхского хребта, сельскохозяйственных земель на структурно-денудационных склонах останцов и подгорных шлейфах.

Расхождение результатов оценки ГБТ были выявлены для всех типов природопользования, развитых на структурно-денудационных склонах останцов и подгорных шлейфах. Исключение составляют земли сельскохозяйственного назначения, где в качестве лимитирующих и опасных факторов в обеих методиках приняты высокие уклоны дневной поверхности, возможность активного развития обвально-осыпных, оползневых и (или) селевых процессов. При этом для двух позиций – жилых зон на структурно-денудационных склонах останцов и сельскохозяйственных земель на морских террасах – значения показателя ГБТ оказались диаметрально противоположными. В остальных случаях различия в оценке фиксируются преимущественно на рубеже "опасный" – "средне опасный".

Низкая степень безопасности, согласно методике Б, характерна для всех типов природопользования, занимающих поверхности подгорных шлейфов, где формируется наиболее опасное сочетание опасных геоморфологических процессов – выветривание, крип, сели, обвалы, осыпи. Высокий и средний уровень опасности характерны для селитебных территорий, земель сельскохозяйственного назначения и ООПТ, расположенных на структурно-денудационных склонах останцов, что связано с возможных совокупным проявлением карста и склоновых процессов.

Различия в оценках, выполненных по двум методикам, можно объяснить несколькими причинами: появление ошибки на стадии разработки оценочной бальной шкалы в обеих методиках; искусственное завышение оценок при формировании комплексного показателя, складывающегося одновременно из оценивания степени безопасности условий и факторов рельефообразования и степени опасности геоморфологических процессов; малое количество интервалов (опасно – средняя

опасность – безопасно) на стадии обобщения результатов анализа геоморфологической безопасности территории г. Геленджик.

Литература

1. *Болысов С.И., Бредихин А.В., Еременко Е.А.* Основы концепции геоморфологической безопасности // Экзогенные рельефообразующие процессы: результаты исследований в России и странах СНГ: материалы XXXIV Пленума геоморфологической комиссии РАН, 6-9 октября 2014 г. / Волгоград: ВГСПУ, 2014. с. 1-5
2. *Трихунков Я.И.* Морфоструктура и опасные геоморфологические процессы Северо-Западного Кавказа: автореф. дисс. ... канд. географ. наук. Москва, 2009
3. Горные страны Европейской части СССР и Кавказ. Академия наук СССР. Институт географии. Издательство «Наука», Москва, 1974 г.
4. *Сафронов И.Н.* Геоморфология Северного Кавказа // Изд-во Ростовского университета, 1969. 219 с.
5. *Baburin V.L., Gavrilova S.A., Koltermann P.K., Seliverstov Yu.G., Sokratov S.A., Shnyuparkov A.L.* Quantification of economic and social risks of debris flows for the Black Sea coastal region of the North Caucasus // Geography, environment, sustainability, том 7, № 3, 2014. с. 108-122.

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абдиева С.В.	116	Голубцов В.А.	504
Абдуллаева И.В.	259, 568	Горбач Н.В.	185
Агафонова Е.А.	367	Горская Е.А.	314
Айтлесов А.А.	324	Грибова Д.А.	564
Акпамбетова К.М.	210	Губарев А.С.	560
Александровский А.Л.	314	Гулиева С.Ю.	261
Ализаде Э.К.	261	Гуринов А.Л.	409, 541, 564
Аляутдинов А.Р.	196	Гусаков И.Н.	74, 76
Аношкин А.В.	24	Гусаров А.В.	411
Антонов С.И.	348, 515, 541	Гусев М.Н.	232
Артемьева В.С.	560		
Афанасьев В.В.	27, 213	Даукаев А.А.	67
		Дворенкова О.П.	568
Бадюков Д.Д.	217	Дедова И.С.	275
Бадюкова Е.Н.	370, 374	Деев Е.В.	116
Баженова О.И.	264, 377	Деркач А.А.	153, 386, 390, 415, 560
Баранов Д.В.	484, 560	Докукин М.Д.	79, 193
Барышников Г.Я.	3, 381	Доманская П.А.	568
Батманова А.С.	88	Дронь О.В.	83
Безухов Д.А.	384	Другов М.Д.	86
Бексеитова Р.Т.	267	Друщиц В.А.	235
Белоусова А.В.	568	Дьяченко Н.П.	278
Беляев В.Р.	29, 86, 101, 384, 568		
Беляев Ю.Р.	33, 91, 386, 564	Евдокимов В.И.	317
Бердникова А.А.	560	Евсеева	88
Бобыкина В.П.	36	Еременко Е.А.	11, 33, 91, 386, 541, 544, 564
Богданов М.А.	33	Ефимова Л.Е.	501
Бойнагрян В.Р.	39		
Болтрамович С.Ф.	434, 556	Жиндарев Л.А.	370
Болысов С.И.	11, 42, 310, 390, 541, 544, 549, 564	Жиров А.И.	281, 434, 556
Бондарев В.П.	47	Жулёва Е.В.	418
Борсук О.А.	50, 214, 217, 220, 222, 288		
Бредихин А.В.	11, 33, 91, 246, 259, 541, 544, 549	Зарецкая Н.Е.	476
Бронгулеев В.В.	455	Захаров А.Л.	95
Брылев В.А.	554		
		Иванов А.Н.	97
Важенин Б.П.	53, 57	Иванов К.Ю.	564
Введенская А.И.	348	Иванов М.М.	101, 564
Веденин Ю.А.	222	Иванова Н.Н.	101, 384
Вергун А.П.	226, 239	Игнатов Е.И.	104, 108, 196, 398
Веселов Д.С.	568	Измайлов Я.А.	111
Веселова Л.К.	229	Ильясов А.К.	86, 568
Виноградова О.В.	395		
Висхаджиева К.С.	60, 193	Казанский Б.А.	114
Водорезов А.В.	122, 291	Калыгин М.Н.	281
Волков А.В.	271, 307	Камалов А.М.	226
Воробьев А.Ю.	122, 182	Караваяев В.А.	455
Воскресенский И.С.	398	Каревская И.А.	398, 496
Востоков Е.Н.	63	Карпухина Н.В.	421, 560
		Каширо М.А.	88
Гаврилов А.А.	402, 405	Квасникова З.Н.	88
Гакаев Р.А.	67	Кивва К.В.	285
Галанин А.А.	482	Кичигин А.Н.	288
Галкин А.Н.	119	Кобылкин Д.В.	377, 504
Гаранкина Е.В.	70, 564	Ковалёв С.Н.	50
Гарова Е.С.	560	Койтанов Б.	324
Гендлин Н.В.	564	Комаров М.М.	291
Гладков А.С.	116	Конопляникова Г.В.	568
Гласко М.П.	314	Константинов Е.А.	95, 386, 423, 560
Голосов В.Н.	29, 86, 101, 191, 354	Константинова Н.Г.	501

1885	130 лет со дня рождения Ивана Семеновича Щукина		2015
Копытов С.В.	476	Мысливец В.И.	157, 469, 472
Корженков А.М.	16, 116, 512	Мясников Е.А.	297, 300, 338
Коркин С.Е.	320		
Коробов В.В.	297	Назаров В.П.	564
Коротаев В.Н.	425	Назаров Н.Н.	476
Косевич Н.И.	429, 501	Невский В.Н.	160
Костомаха В.А.	348	Немцова Г.М.	348
Кошим А.Г.	324	Неходцев В.А.	42
Красовская И.А.	119	Никонов А.А.	163, 199
Кривцов В.А.	122, 291	Новикова А.В.	496
Крыленко И.В.	518		
Кудряшова С.Я.	328	Обжиров А.И.	247, 465
Кузнецов Д.Е.	226, 239	Обыденная Е.П.	341, 564
Кузнецов М.А.	564	Овсюченко А.Н.	432
Кузнецова Ю.С.	86, 191, 568	Огородов С.А.	83, 226, 239
Кулаков А.П.	126	Озерова Н.А.	254
Кумани М.В.	29	Опекунова М.Ю.	479
Кунгаа М.Ч.	172	Орлова П.Д.	97
Курбанов Р.Н.	560	Осипова Е.Б.	465
Курбатская С.Г.	328	Ощепков Г.В.	390, 415
Курбатская С.С.	328		
Кучинская И.Я.	261	Павлов Б.А.	482
		Павлова М.Р.	482
Ларьков А.С.	432	Паниди Е.А.	351
Ласточкин А.Н.	434	Панин А.В.	381, 459, 484
Лебедева Е.В.	129	Петров В.А.	537
Левина Н.Б.	438	Платонова С.Г.	166
Леоненко Н.С.	568	Попов С.В.	489
Леонова Т.Д.	132, 465	Постоленко Г.А.	492
Лефлат О.Н.	331		
Ликутов Е.Ю.	293	Рашидов В.А.	418
Лобова Е.Ю.	116	Репкина Т.Ю.	172, 472, 496, 501
Ломтев В.Л.	442	Рогалева Н.Н.	377
Лопатин Д.В.	556	Рогожин Е.А.	116
Лотоцкий Г.И.	446	Родина С.Н.	116
Лотош О.С.	568	Родионова П.М.	564
Лужанский Д.В.	116	Романенко Ф.А.	344, 518
Лузгин Б.Н.	135	Романов А.О.	560
Лукашов А.А.	448	Рудинская А.И.	564
Лукьянова С.А.	104, 370	Рыжов Ю.В.	504
		Рычагов Г.И.	507, 515
Мавлюдов Б.Р.	452	Рябчук Д.В.	83
Мажейка Й.В.	116		
Мазарович А.О.	147	Савернюк Е.А.	79, 193
Макаров С.А.	138, 377	Савостина О.А.	169
Маккавеев А.Н.	455	Салихова Е.В.	169
Максименко Д.Д.	564	Санин А.Ю.	108
Макунина Г.С.	141, 242	Сафьянов Г.А.	172
Матлахова Е.Ю.	459, 560	Свирид И.Ю.	206
Махинов А.Н.	462	Селезнева Е.В.	172
Мелихова Е.В.	334	Сергеев А.В.	250
Мельниченко Ю.И.	247, 465	Сергеев А.Ю.	83
Метальников А.А.	418	Сергеева А.М.	324
Миронычева-	328	Силаев А.В.	377
Токарева Н.П.		Симонова Т.Ю.	191
Митрофанова Н.С.	568	Скрыльник Г.П.	175
Михайлов А.А.	362	Снытко В.А.	254
Мишин С.В.	143	Соловьева Г.Д.	104, 370
Мишурицкий Д.В.	246, 568	Сорокин П.С.	300
Мороз Е.А.	147	Сорокина Е.А.	564
Мухаметшин А.Р.	150, 560	Сорокина Е.П.	438
Мухаметшина Е.О.	70, 153, 560	Станченко Л.Ю.	169

Стрелецкая И.Д.	512	Цветкова Д.Ю.	86, 191, 568
Стром А.Л.	178, 512		
Судакова Н.Г.	348, 515	Чайковская И.В.	564
Сурков В.В.	518	Чаримов Т.А.	116
Сычёв Н.В.	560	Черкашина А.А.	138, 377
		Чернов А.В.	476
Талынева О.Ю.	320	Черноморец Л.С.	307, 541
Тарбеева А.М.	518	Черноморец С.С.	60, 79, 193
Тарихазер С.А.	261	Черных В.Н.	504
Татарников О.М.	182	Чесалова Е.И.	418
Тембрел И.И.	185	Чистов С.В.	196
Тимашев И.Е.	220	Чичагов В.П.	19, 360
Ткач Н.Т.	560	Чичулин А.В.	328
Тлявлин Р.М.	303	Чумбаев А.С.	328
Тлявлиня Г.В.	303		
Токарева Е.А.	522	Шакиров Р.Б.	247, 465
Толстоган А.Д.	564	Шамшурина Е.Н.	29
Торбенко А.Б.	119	Шарифуллин А.Г.	526
Третниченко А.С.	568	Шварев С.В.	199, 202
Трофимец Л.Н.	351	Шевченко А.В.	206
Трубкин И.П.	523	Шевченко Н.В.	501
Тука И.К.	568	Шеремецкая Е.Д.	70, 549, 568
Туляков Е.Д.	564	Шипилова Л.М.	472, 523
Турко Н.Н.	187	Широкова В.А.	254
Тутубалина О.В.	193	Шишкин В.С.	42, 568
Тюменцева Е.М.	264	Шмелев Д.Г.	512
Тюнин Н.А.	560	Шмыков В.И.	363
Тюрин В.Н.	438	Шполянская Н.А.	529
Удалов Л.Е.	568	Юдахин А.С.	116
Феокистов А.М.	29, 354	Янина Т.А.	533
Фортуна А.Б.	116	Яровая С.К.	564
Фролова И.В.	256	Ярославцев Н.А.	537
Фроль В.В.	199		
Фузеина Ю.Н.	390, 544, 549	Codilean A.T.	409
Халяпин А.А.	568	Jansen J.D.	409
Харченко С.В.	310, 357	Margold M.	409

СОДЕРЖАНИЕ

ПЛЕНАРНЫЕ ДОКЛАДЫ	3
Барышников Г.Я. Природные катастрофы в горах Алтая и их влияние на геоморфологические процессы: риски и безопасность	3
Болысов С.И., Бредихин А.В., Еременко Е.А. Геоморфологическая безопасность России	11
Корженков А.М. Роль структурной геоморфологии при оценке сейсмической опасности (на примере Кыргызской республики)	16
Чичагов В.П. Угрозы эоловых катастроф	19
Секция 1	
ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ РЕЛЬЕФО-ОБРАЗОВАНИЯ И ПРОГНОЗ НЕБЛАГОПРИЯТНЫХ И ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ	24
Аношкин А.В. Восстановление поймено-русловых комплексов после отработки россыпных месторождений золота	24
Афанасьев В.В. Морфолитодинамические особенности береговой зоны субарктических морей и проблемы берегозащиты	27
Беляев В.Р., Феоктистов А.М., Шамшурина Е.Н., Голосов В.Н., Кумани М.В. Количественная оценка пространственно-временных изменений вклада овражно-балочных систем в заиление малого водохранилища на урбанизированной территории (на примере Знаменского пруда в г. Курске)	29
Беляев Ю.Р., Еременко Е.А., Бредихин А.В., Богданов М.А. Потенциал развития линейной эрозии на полуострове Ломоносова (Амурский залив, Японское море) в связи с возможным хозяйственным освоением	33
Бобыкина В.П. Современные береговые процессы в юго-восточной Балтике и возможные перспективы	36
Бойнагрян В.Р. Результаты прикладных геоморфологических исследований в Армении	39
Болысов С.И., Неходцев В.А., Шишкин В.С. Субрельеф – «рельеф» подземных полостей	42
Бондарев В.П. Пространственно-временная организация малых водосборных бассейнов и прогноз неблагоприятных и опасных явлений	47
Борсук О.А., Ковалёв С.Н. Использование закономерностей строения эрозионно-долинных систем при возведении и перепланировке городов	50
Важенин Б.П. Геоморфологические последствия Дукчинского землетрясения 2009 г. в Примагданье	52
Важенин Б.П. Геоморфологические последствия экстремальных ливней 2014 г. в г. Магадан	57
Висхаджиева К.С., Черноморец С.С. Оценка опасности развития катастрофических процессов при прорыве ледниковых озер в горах центральной Азии	60
Востоков Е.Н. Геоэкологические портреты Балтийского, Каспийского и Северного морей	63
Гакаев Р.А., Даукаев А.А. Геоморфологическая характеристика оползней горных районов Чеченской республики и сезонная динамика их проявления	67
Гаранкина Е.В., Мухаметшина Е.О., Шереметская Е.Д. Трансформация рельефа западного побережья Ямала в результате строительства линейных сооружений за последние 10 лет	70
Гусаков И.Н. Анализ ритмики грязевого вулканизма керченско-таманского региона за последние 200 лет	74

Гусаков И.Н. Новые очаги проявления грязевулканической деятельности в Керченско-Таманской области	76
Докукин М.Д., Савернюк Е.А., Черноморец С.С. Обвальные процессы высокогорной зоны Кавказа в XXI веке	79
Дронь О.В., Огородов С.А., Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю. Опасные экзогенные процессы в береговой зоне восточной части Финского залива Балтийского моря	83
Другов М.Д., Цветкова Д.Ю., Кузнецова Ю.С., Голосов В.Н., Ильясов А.К., Беляев В.Р. Мониторинг эрозионной активности методами наземного лазерного сканирования	86
Евсеева Н.С., Квасникова З.Н., Каширо М.А., Батманова А.С. Интенсивность аккумуляции эолового вещества в холодный период года в бассейне нижней Томи	88
Еременко Е.А., Беляев Ю.Р., Бредихин А.В. Современные рельефообразующие процессы и устойчивость рельефа полуострова Ломоносов (Амурский залив, Японское море)	91
Захаров А.Л., Константинов Е.А. Закономерности распространения и свойства крупнозападинного рельефа Приазовья	95
Иванов А.Н., Орлова П.Д. Дюнные поля в береговой зоне Командорских островов	97
Иванов М.М., Голосов В.Н., Беляев В.Р., Иванова Н.Н. Аккумуляция наносов и сопутствующих радиоактивных загрязнителей на поймах равнинных рек разного порядка в зоне Чернобыльского загрязнения (на примере бассейна р. Упы)	101
Игнатов Е.И., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Карта типов берегов Крымского полуострова	104
Игнатов Е.И., Санин А.Ю. К вопросу о потоке наносов вдоль Черноморского побережья Тузлы	108
Измайлов Я.А. Проблемы пространственного и временного прогноза разрушительных проявлений экзогенных процессов (на примере территории Краснодарского края)	111
Казанский Б.А. Аномалии корреляции рельефа и гравитационного поля на контакте Азии и Тихого океана – информативный геоморфологический ресурс	114
Корженков А.М., Гладков А.С., Деев Е.В., Лобова Е.Ю., Лужанский Д.В., Мажейка Й.В., Абдиева С.В., Рогожин Е.А., Родина С.Н., Фортуна А.Б., Чаримов Т.А., Юдахин А.С. Следы древних землетрясений, выраженные в рельефе и голоценовых отложениях южного Прииссыкулья, северный Тянь-Шань	116
Красовская И.А., Галкин А.Н., Торбенко А.Б. Особенности развития эрозионных процессов на территории Витебска	119
Кривцов В.А., Водорезов А.В., Воробьев А.Ю. Пространственная организация современных экзогенных рельефообразующих процессов и прогноз неблагоприятных и опасных явлений на территории Рязанской области	122
Кулаков А.П. Новые данные о сейсмичности территории Дальневосточного федерального округа России	126
Лебедева Е.В. Напряженность геоморфологических обстановок окраинно-континентальных горных систем Притихоокеанья	129
Леонова Т.Д. Геоморфологические последствия строительства ПЭС в Тугурском заливе	132
Лузгин Б.Н. Геосферы Земли и ее геоморфологическое пространство	135
Макаров С.А., Черкашина А.А. Геоморфологические процессы в верховьях долины реки Иркут на стыке хребтов Мунку-Сардык и Тункинские Гольцы	138

Макунина Г.С. Геоморфологический след цунами на озере в бассейне реки Течи (Челябинская область)	141
Мишин С.В. Рельеф и землетрясения	143
Мороз Е.А., Мазарович А.О. Условия формирования крупного подводного оползня на хребте Вестнеса (континентальная окраина западного Шпицбергена)	147
Мухаметшин А.Р. Антропогенная трансформация флювиального рельефа на территории Москвы (на примере ЮВАО)	150
Мухаметшина Е.О., Деркач А.А. Зональные особенности опасных экзогенных процессов на магистральных трубопроводах	153
Мысливец В.И. Организация рельефообразования на Земле	157
Невский В.Н. О категориях антропогенно обусловленного и антропогенного рельефа и взаимодействиях их форм	160
Никонов А.А. Морфоструктура Европейского Заполярья (Лапландия) и ее геодинамическая интерпретация (к вопросу о соотношении гляциоизостазии и плитной тектоники)	163
Платонова С.Г. Геологические процессы в пределах эпицентральной зоны Тувинских землетрясний 2011-2012 гг.	166
Савостина О.А., Салихова Е.В., Станченко Л.Ю. Формирование гидрологической сети г. Калининграда, проблемы управления и природопользования	169
Сафьянов Г.А., Репкина Т.Ю., Селезнева Е.В., Кунгаа М.Ч. Морфодинамика берега как критерий долгосрочного прогноза развития побережий (на примере Летнего берега Белого моря)	172
Скрыльник Г.П. Пространственно-временная организация геосистем и прогнозные аспекты неблагоприятных и опасных явлений на юге Российского Дальнего Востока	175
Стром А.Л. Необычные морфоструктуры – кальдерообразные провалы на сводах новейших антиклиналей: описание и возможный механизм их формирования	178
Татарников О. М., Воробьев К.В. Прогноз негативных последствий при изменении эволюционного состояния дельтово-эстуариевой морфолитосистемы долины р. Великой	182
Тембрел И.И., Горбач Н.В. Современная активность вулкана Шивелуч: рост экструзивного купола, эксплозивные извержения и вулканическая опасность в проксимальной зоне	185
Турко Н.Н. Данные многолучевого эхолотирования как основа для выявления подводных природных опасностей	187
Цветкова Д.Ю., Кузнецова Ю.С., Голосов В.Н., Симонова Т.Ю. Формирование и перераспределение наносов в бассейне предгорной реки Черноморского побережья Кавказа (на примере р. Цанык)	191
Черноморец С.С., Савернюк Е.А., Докукин М.Д., Тутубалина О.В., Висхаджиева К.С. Оценка селевой опасности высокогорных озер в северном Афганистане: методика и результаты	193
Чистов С.В., Игнатов Е.И., Аляутдинов А.Р. Динамика аккумулятивных берегов на северо-востоке о. Сахалин за последние десятилетия	196
Шварев С.В., Никонов А.А., Фроль В.В. Морфоструктура, тектоническая и сейсмическая активность в бассейне Белого моря: анализ на основе ЦМР, геологических и сейсмических данных	199
Шварев С.В. Структурная позиция, ледниковый и сейсмогенный рельеф г. Воттоваара (средняя Карелия)	202

Шевченко А.В., Свирид И.Ю. Оценка опасности вулкана Молодой Шивелуч по данным геоморфологического дешифрирования и фотограмметрической обработки стереофото- и спутниковых снимков	206
Секция 2	
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЗАДАЧАХ РЕСУРСООБЕСПЕЧЕНИЯ	210
Акпамбетова К.М. Рекреационно-геоморфологический потенциал центрального Казахстана	210
Афанасьев В.В. Геоморфологические аспекты проблем берегопользования о. Сахалин	213
Борсук О.А. Бассейново-долинные системы: цивилизационный аспект	214
Борсук О.А., Бадюков Д.Д. Томболо и крупные прибрежные аккумулятивные формы – естественные фортификации Средиземноморья	217
Борсук О.А., Тимашев И.Е. Геоморфологические памятники природы в долине и дельте р. Лены	220
Веденин Ю.А., Борсук О.А. Рельеф в культуре и искусстве России	222
Вергун А.П., Кузнецов Д.Е., Камалов А.М., Огородов С.А. Мониторинг динамики берегов Печорского и Карского морей с использованием прямых и дистанционных методов	226
Веселова Л.К. Типы кольцевых структур Казахстана	229
Гусев М.Н. Днище речной долины как «ключевая» геоморфосистема и особый геоморфологический ресурс на примере среднего течения р. Амур (в границах амурской области)	232
Друщиц В.А. Геоморфологические особенности распространения гидратов газа в Арктике	235
Кузнецов Д.Е., Вергун А.П., Огородов С.А. Тематическое геоморфологическое картографирование Приамальского шельфа	239
Макунина Г.С. Геоморфологические ресурсы природопользования	242
Мишурицкий Д.В., Бредихин А.В. Информационное рекреационно-геоморфологическое обеспечение туризма на побережье Калининградской области	246
Обжиров А.И., Шакиров Р.Б., Мельниченко Ю.И. Взаимосвязь потоков природных газов, газогидратов и морфоструктур дна в Охотском море	247
Сергеев А.В. Геоморфологические предпосылки поиска глинистого сырья в Удмуртии	250
Снытко В.А., Широкова В.А., Озерова Н.А. Рельеф и природопользование в бассейне Днепра по исследованиям Василия Васильевича Докучаева	254
Фролова И.В. Геоморфологические аспекты оценки эстетических ресурсов береговых геосистем Камских водохранилищ	256
Секция 3	
ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ	259
Абдуллаева И.В., Бредихин А.В. Геоморфологическая безопасность рекреационного природопользования Калининградского полуострова	259
Ализаде Э.К., Тарихазер С.А., Гулиева С.Ю., Кучинская И.Я. Проблемы обеспечения ландшафтно-геоморфологической безопасности крупных городов (на примере города Баку)	261
Баженова О.И., Тюменцева Е.М. Оценка геоморфологического риска на Иркутско-Черемховской равнине для обеспечения геоморфологической безопасности	264
Бексеитова Р.Т. Состояние безопасности геоморфологической среды центрального Казахстана	267

Волков В.А. Рельеф как фактор экологического риска на урбанизированных территориях	271
Дедова И.С. Влияние геолого-геоморфологических особенностей местности на плановый рисунок речных долин Волгоградского Поволжья	275
Дьяченко Н.П. Геоморфологические опасности и риски территории Волгограда	278
Жиров А.И., Калыгин М.Н. Результаты использования системно-морфологической основы при инженерно-геоморфологических исследованиях для целей строительства и обустройства объектов нефте- и газодобывающей промышленности на Российском Севере	281
Кивва К.В. Анализ геоморфологических риск-факторов как основа градостроительной безопасности России	285
Кичигин А.Н., Борсук О.А. Русская цивилизация: геориски при освоении территории России	288
Кривцов В.А., Водорезов А.В., Комаров М.М. Геоморфологические исследования в связи с оценкой природного потенциала ландшафтов Рязанской области	291
Ликутов Е.Ю. Геоморфологическая безопасность страны: направления и способы становления	293
Мясников Е.А., Коробов В.В. Картографирование и оценка неблагоприятных и опасных явлений рельефообразования (вопросы теории и практики)	297
Мясников Е.А., Сорокин П.С. Типовой пример прогноза геоморфологической безопасности прибрежной зоны Восточного Приморья	300
Тлявлиня Г.В., Тлявлин Р.М. Исследования размывов дна у платформ гравитационного типа под воздействием волн и течений	303
Черноморец Л.С., Волков А.В. Инженерная подготовка территории как фактор обеспечения геоморфологической безопасности площадных объектов капитального строительства	307
Секция 4	
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РАЦИОНАЛЬНОГО ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ	310
Болысов С.И., Харченко С.В. Геоморфологическая комфортность городского проживания	310
Гласко М.П., Александровский А.Л., Горская Е.А. Пойма Верхнего Дона в средние века: методы и результаты изучения пойменных ландшафтов	314
Евдокимов В.И. Геоморфологические особенности Окско-Донского междуречья и организация водно-волокового пути Москва – Царьград	317
Коркин С.Е., Талынева О.Ю. Региональные аспекты проявления опасных природных экзогеодинамических процессов для территории Среднего Приобья	320
Кошим А.Г., Айтлесов А.А., Койтанов Б., Сергеева А.М. Геоморфологический анализ Иргиз-Торгайского природного резервата и его районирование	324
Курбатская С.Г., Кудряшова С.Я., Курбатская С.С., Чичулин А.В., Чумбаев А.С., Миронычева-Токарева Н.П. Структурно-функциональные особенности природных комплексов охраняемых территорий горного массива Монгун-тайга	328
Лефлат О.Н. Позднеплейстоценовая история котловины озера Неро в свете современного природопользования	331
Мелихова Е.В. Особенности морфогенеза в пределах Волгоградской области (от бронзового века до конца XIV в.)	334

Мясников Е.А. Геодинамический подход к эколого-геоморфологическому зонированию Дальневосточного сектора Арктики (проект и первые результаты)	338
Обыденная Е.П. Антропогенная трансформация рельефа Новой Москвы (на примере бассейнов рек Страдани и Жилетовки)	341
Романенко Ф.А. Воздействие Человека на рельеф Арктики: прошлое, настоящее, будущее	344
Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М. Палеогеографические критерии оценки геоэкологической устойчивости морфолитосистем на Русской равнине	348
Трофимец Л.Н., Паниди Е.А. Роль современной и древней эрозионной сети в формировании смыва почвы на распахиваемых склонах	351
Феоктистов А. М., Голосов В.Н. Динамика протяженности постоянных водотоков за период интенсивного сельскохозяйственного освоения в бассейне р. Сейм	354
Харченко С.В. Аэродинамическое моделирование в оценке геоморфологического фактора ветровой обстановки в городах (на примере центральной части г. Курска)	357
Чичагов В.П. Беллигеративный рельеф эпохи Древнего Рима	360
Шмыков В.И., Михайлов А.А. Использование бассейнового подхода в территориальном землеустройстве и землепользовании	363
Секция 5	
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ	367
Агафонова Е.А. Диатомовый анализ в палеогеографических исследованиях на примере Беломорского региона	367
Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Прибрежно-эоловый рельеф центральной части побережья Польши	370
Бадюкова Е.Н. Возвращаясь к проблеме происхождения Бэровских бугров	374
Баженова О.И., Кобылкин Д.В., Макаров С.А., Рогалева Н.Н., Силаев А.В., Черкашина А.А. Онон-Торейская равнина как уникальный полигон для изучения пространственно-временной организации геосистем	377
Барышников Г.Я., Панин А.В. Геоморфологические исследования экстремальных природных явлений на Алтае	381
Безухов Д.А., Беляев В.Р., Иванова Н.Н. Влияние морфометрии водосбора на коэффициент доставки наносов	384
Беляев Ю.Р., Еременко Е.А., Константинов Е.А., Деркач А.А. Эрозионная сеть верховьев бассейна р. Межа: строение, возраст, история развития	386
Болысов С.И., Деркач А.А., Ощепков Г.В., Фузеина Ю.Н. Цикличность биогенного рельефообразования в лесной зоне (по результатам полустационарных наблюдений)	390
Виноградова О.В. Унаследованность формирования речной сети в россыпных районах Восточной Сибири (на примере Ленского и Куларского золотоносных районов)	395
Воскресенский И.С., Игнатов Е.И., Каревская И.А. Новые данные по геологическому разрезу «Андомская гора» в Прионежье	398
Гаврилов А.А. Геоморфологическая верификация существующих моделей горобразования (юг Дальнего Востока)	402
Гаврилов А.А. Некоторые вопросы геоморфологической конвергенции и гомологии	405
Гуринов А.Л., Margold M., Jansen J.D., Codilean A.T. Позднеплейстоценовая катастрофическая смена палеогеографических обстановок в межгорных впадинах Станового нагорья	409

Гусаров А.В. Дельтовая гипотеза происхождения песков Сарыкума как уникального геоморфологического объекта России	411
Деркач А.А., Ощепков Г.В. Фитоиндикация при геоморфологических и палеогеографических исследованиях в Нижнем Поволжье	415
Жулёва Е.В., Рашидов В.А., Метальников А.А., Чесалова Е.И. Информационный ресурс «Магеллановы горы (Тихий океан)» в изучении геоморфологии гайотов	418
Карпухина Н.В. Пространственное положение и динамика приледниковых водоемов в пределах Чудско-Псковской низменности	421
Константинов Е.А. Реконструкция истории развития рельефа плакоров северо-восточного Приазовья в неоплейстоцене	423
Коротаев В.Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы в устьевых системах	425
Косевич Н.И. Геоморфологическая типизация островов Кандалакшского залива Белого моря	429
Ларьков А.С., Овсяченко А.Н. Геолого-геоморфологические и сеймотектонические проявления Тувинских землетрясений 2011-2012 гг. Результаты полевых исследований	432
Ласточкин А.Н., Жиров А.И., Болтрамович С.Ф. Геоморфологические исследования Антарктики в Санкт-Петербургском государственном университете	434
Левина Н.Б., Сорокина Е.П., Тюрин В.Н. Взаимосвязь структуры таежных ландшафтов, рельефа, границ оледенений и элементов новейшей и современной тектонической активности в бассейне широтного отрезка р. Обь (Западная Сибирь)	438
Ломтев В.Л. Новое в строении ложа СЗ Пацифики	442
Лотоцкий Г.И. Нивальный геоморфогенез в Саратовском Поволжье	446
Лукашов А.А. Коптоморфоструктуры Евразии: морфология, палеогеографическое и прогностическое значение	448
Мавлюдов Б.Р. Вода внутри ледников и ледниковых щитов	452
Маккавеев А.Н., Бронгулеев В.В., Караваев В.А. Новые данные о происхождении котловины озера Смердячье (Московская область)	455
Матлахова Е.Ю., Панин А.В. Роль эоловых процессов в развитии речных долин центра Восточно-Европейской равнины в позднем валдае	459
Махинов А.Н. Карстовый рельеф плато Мар-Кюель (Юдомо-Майское нагорье)	462
Мельниченко Ю.И., Осипова Е.Б., Леонова Т.Д., Обжиров А.И., Шакиров Р.Б. Геоморфосистемы Японо – Охотоморской окраины Азии как явление трансграничного энергомассообмена континент – океан	465
Мысливец В.И. Морфоструктурный парадокс лагуны Сиваш, Азовское море	469
Мысливец В.И., Репкина Т.Ю., Шипилова Л.М. Дельты проливов у о. Сенгейский (Баренцево море)	472
Назаров Н.Н., Чернов А.В., Зарецкая Н.Е., Копытов С.В. Эволюция пойменно-руслowych комплексов верхней Камы и Вишеры и их освоение человеком в позднеледниковье и голоцене	476
Опекунова М.Ю. Особенности развития речных долин юга Восточной Сибири в различных морфоструктурных областях	479
Павлова М.Р., Галанин А.А., Павлов Б.А. Геоморфологические особенности тукуланов долины нижнего течения реки Вилюй (центральная Якутия)	482
Панин А.В., Баранов Д.В. Влияние приледниковых гляциоизостатических деформаций на развитие речных долин северо-запада Русской равнины	484
Попов С.В. Орографическая карта Антарктиды (на основе материалов проекта BEDMAP2) и принципы её составления	489
Постоленко Г.А. Террасо- и россыпеобразование	492

Репкина Т.Ю., Каревская И.А., Новикова А.В. Основные этапы развития рельефа побережья восточной Чукотки в голоцене	496
Репкина Т.Ю., Шевченко Н.В., Ефимова Л.Е., Косевич Н.И., Константинова Н.Г. Стационарные наблюдения за процессами ледового и биогенного морфолитогенеза на берегах Кандалакшского залива Белого моря	501
Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Кобылкин Д.В., Черных В.Н. Хронология эрозионно-аккумулятивных процессов и почвообразования в бассейне р. Тарбагатайки (западное Забайкалье) во второй половине голоцена	504
Рычагов Г.И. Географический подход к геолого-геоморфологическим событиям прошлого	507
Стрелецкая И.Д., Стром А.Л., Корженков А.М., Шмелев Д.Г. Находка псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам в Ленинградской области	512
Судакова Н.Г., Антонов С.И., Рычагов Г.И. Актуальные вопросы стратиграфии и палеогеографии центрального региона Европейской России	515
Тарбеева А.М., Крыленко И.В., Сурков В.В., Романенко Ф.А. Формирование бочажинных русел малых рек в различных природных зонах	518
Токарева Е.А. Распространение и эродированность фанерозойских интрузивных комплексов в различных геодинамических обстановках Северной Евразии	522
Трубкин И.П., Шипилова Л.М. Пространственное распределение взвешенного вещества в акватории Енисейского залива Карского моря (по результатам моделирования)	523
Шарифуллин А.Г. Факторы, определяющие пространственную неравномерность современной денудации (на примере Памиро-Алая)	526
Шполянская Н.А. Условия формирования равнин Российской Арктики в системе шельф – суша (на основании анализа подземных льдов)	529
Янина Т.А. Система Каспийского моря в условиях глобальных изменений климата позднего плейстоцена	533
Ярославцев Н.А., Петров В.А. Морфология каньонов Имеретинской низменности	537
 Секция 6	
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ОБРАЗОВАНИЕ И НАУЧНАЯ РАБОТА СТУДЕНТОВ	541
Антонов С.И., Болысов С.И., Бредихин А.В., Гуринов А.Л., Еременко Е.А., Черноморец Л.С. Новая учебно-производственная практика в Верхневолжье: обучение через решение научных и прикладных задач	541
Болысов С.И., Бредихин А.В., Еременко Е.А., Фузеина Ю.Н. Принципы и методы оценки геоморфологической безопасности территорий в образовательном процессе на кафедре геоморфологии и палеогеографии МГУ	544
Болысов С.И., Бредихин А.В., Фузеина Ю.Н., Шеремецкая Е.Д. Новая учебно-производственная практика в Словакии – вектор на изучение геоморфологических ресурсов и опасностей	549
Брылев В.А. Геоморфология в Волгоградском регионе в послевоенное время	552
Лопатин Д.В., Жиров А.И., Болтрамович С.Ф. Развитие геоморфологии в Санкт-Петербургском государственном университете	556
Деркач А.А., Карпухина Н.В., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Матлахова Е.Ю., Артемьева В.С., Баранов Д.В., Бердникова А.А., Гарова Е.С., Губарев А.С., Мухаметшин А.Р., Мухаметшина Е.О., Романов А.О., Сычёв Н.В., Ткач Н.Т., Тюнин Н.А. Особенности строения ледникового рельефа в краевой зоне поздневалдайского оледенения (на примере Псковской области)	560

Еременко Е.А., Беляев Ю.Р., Болысов С.И., Гаранкина Е.В., Гуринов А.Л., Гендлин Н.В., Грибова Д.А., Иванов К.Ю., Иванов М.М., Кузнецов М.А., Максименко Д.Д., Назаров В.П., Обыденная Е.П., Родионова П.М., Рудинская А.И., Сорокина Е.А., Толстоган А.Д., Туляков Е.Д., Чайковская И.В., Яровая С.К. Геоморфологическая безопасность территорий сельскохозяйственного назначения (на примере северной части Подольского района Московской области)

564

Шеремецкая Е.Д., Кузнецова Ю.С., Беляев В.Р., Абдуллаева И.В., Белоусова А.В., Веселов Д.С., Дворенкова О.П., Доманская П.А., Ильясов А.К., Конопляникова Г.В., Леоненко Н.С., Лотош О.С., Митрофанова Н.С., Мишурицкий Д.В., Третниченко А.С., Тука И.К., Удалов Л.Е., Халяпин А.А., Цветкова Д.Ю., Шишкин В.С. Комплексная оценка геоморфологической безопасности побережья Черного моря и прилегающих участков низкогорий Северного Кавказа для различных видов природопользования (на примере города-курорта Геленджик)

568

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

573

Geomorphological resources and geomorphological safety: from theory to practice.
VII Schukin Conference: Moscow, Moscow University, May 18–21, 2015: Extended abstracts. – Moscow, MAKS Press, 2015. – 585 p.
ISBN 978-5-317-04973-7

The conference to be held in May 2015 is named after professor I.S. Schukin, the founder of the geomorphological department of the Moscow University. The conference organized each 5 years is focused on the progress achieved in a selected fundamental issue in geomorphology. Previous conferences were devoted to climatic geomorphology, the concept of morpholithogenesis, ecological geomorphology and other actual problems. The current meeting will be focused on such issues as spatio-temporal organization of landscape development, geomorphological aspects of prospecting of different resources, theoretical and applied issues of geomorphological safety, problems of rational nature management. Specific character of the Schukin Conference is that the meeting is initiated and managed by scholars working in a university. University teachers usually make a big part of the conference attendants. Therefore problems of research at universities, training of young researchers, the relevance of scientific results and management in research gain special attention at the conference. Attention will also be given to new techniques and methodology of research. Among them are GIS-technologies that have already become a common instrument in geomorphology, digital elevation modeling, laser scanning, application of geophysical devices such as geolocator and seismic profiling, remote sensing in geomorphology. The Organizing Committee looks forward a wide attendance at the conference by pupils and followers of professor Schukin, which will produce a creative environment at the conference sessions. Close communication of professionals will provide an effective exchange of actual information and modern research results.

Издание на электронном носителе

Издательство ООО “МАКС Пресс”
Лицензия ИД N 00510 от 01.12.99 г.

119992, ГСП-2, Москва, Ленинские горы,
МГУ им. М.В. Ломоносова, 2-й учебный корпус, 527 к.
Тел. 8(495) 939-3890/91. Тел./Факс 8(495) 939-3891.