

ОБЗОРНАЯ СТАТЬЯ

УДК 551.4.042+551.435.04

doi: 10.26907/2542-064X.2022.1.109-134

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ПРОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ЗОНАХ ГОР: КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ И ИХ ТОЧНОСТЬ

А.И. Кедич, В.Н. Голосов, С.В. Харченко

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
г. Москва, 119991, Россия*

Институт географии РАН, г. Москва, 119017, Россия

Аннотация

В статье дан обзор современных методов, используемых при проведении количественных оценок геоморфологических процессов и трансформации рельефа в прогляциальных зонах: проводится их сравнение с учетом точности и применимости по отношению к разным экзогенным процессам и территориальному охвату. Особое внимание уделено таким методам, как наземное и воздушное лазерное сканирование (TLS, ALS), спутниковая радарная интерферометрия (InSAR), получение цифровых моделей на основе аэрофото- и космических снимков, 3D-реконструкция из фотоизображений с БПЛА (Structure from Motion, SfM). Их основное преимущество состоит в возможности получения высокоточных количественных оценок в широком диапазоне от отдельных точек до всех прогляциальных зон. Основной недостаток обусловлен невозможностью выделения вклада отдельного процесса в трансформацию рельефа. Для решения отмеченной проблемы предложено комбинировать их с наземными методами реперов или ловушек. На примере участка у основания вала боковой морены в бассейне р. Джанкуат (Центральный Кавказ) показано, что импульсивные локальные изменения могут вносить максимальный вклад в трансформацию рельефа прогляциальных зон.

Ключевые слова: прогляциальная зона, экзогенные процессы, дистанционные методы, количественная оценка, беспилотные летательные аппараты

Введение

Недавно освободившиеся от ледникового покрова горные территории являются естественными природными стационарами, которые могут использоваться для изучения механизмов переформирования рельефа и оценок темпов экзогенных процессов на коротких интервалах времени, в силу их большей активности по сравнению с внеледниковыми областями. В то же время начальные условия развития рельефа на поверхностях, оставленных горными ледниками, относительно однородны. Они представлены разноуровневыми гляциальными или водно-ледниковыми аккумулятивными поверхностями, а также коренными склонами с маломощным рыхлым чехлом или скальными выходами, в разной (в зависимости от стадии деградации оледенения) степени трансформированными склоновыми, флювиальными, селевыми и другими денудационными процессами. В приледниковых областях часто можно одновременно наблюдать разные фазы

развития рельефа при движении вниз по долине – от молодого до все более зрелого [1–3]. Благодаря развитию относительно новых инструментальных методов (в комбинации с традиционными методами полевой геоморфологической съемки и обработки ДДЗ) расширились возможности количественной оценки интенсивности экзогенных процессов и переформирования рельефа [4–6]. Разнообразие используемых методов с характерными для каждого из них параметрами точности, пространственного охвата, специфическими ограничениями предполагает инвентаризацию методического аппарата изучения процессов денудации и трансформации рельефа прогляциальных зон горных стран.

Под прогляциальными зонами (ПГЗ) понимаются участки непосредственного механического воздействия ледника при максимальном похолодании во время малого ледникового периода (МЛП) и прилегающие одновысотные горные отроги, освободившиеся ото льда [5, 7, 8]. В пределах речных приледниковых водосборов верхней границей прогляциальной зоны является нижняя кромка ледника. В современных условиях потепления климата идет постепенное расширение прогляциальной зоны за счет таяния ледников. Несколько сложнее однозначно выделить ее нижнюю границу. В некоторых случаях прогляциальные озера как финальные ступени переноса материала принимаются за нижнюю границу этой зоны [6]. Чаще она проводится по конечной морене, образовавшейся во время МЛП [8]. На основе исследований, выполненных преимущественно в Альпах и Скандинавии, 1850 г. был определен как год максимального развития ледниковых покровов в горах во время МЛП [9]. При современном изменении климата (с конца МЛП по настоящее время) прогляциальные зоны отдельных ледников значительно расширились, и сейчас длина некоторых составляет 1 км, а площадь достигает 10^6 м². Площади, занятые горными ледниками, продолжают сокращаться, это меняет режим развития рельефа в целом, частоту экстремальных событий в частности. Влияние последних прослеживается далеко за пределами нижней границы ПГЗ [5, 10, 11].

Цель настоящей работы заключается в обзоре и систематизации методов, используемых для количественной оценки интенсивности экзогенных процессов в прогляциальной зоне горных стран и трансформации рельефа в целом, в анализе их точности, ограничений по применению. Следует отметить, что количественные оценки трансформации рельефа и темпов экзогенных процессов, помимо их важного значения с точки зрения фундаментальных представлений о преобразовании рельефа высокогорий, имеют и ярко выраженную прикладную направленность. Они могут быть использованы для прогнозирования селевой активности, скорости заиления существующих и планируемых водохранилищ и ирригационных систем, расположенных ниже по течению от приледниковых участков речных бассейнов.

1. Краткая характеристика экзогенных процессов в ПГЗ

Для ПГЗ характерна высокая интенсивность экзогенных процессов, постепенно снижающаяся по мере ее эволюции [6]. По этой причине по площади бассейнов приледниковых рек, дренирующих прогляциальную зону, изменяется набор преобладающих процессов, благодаря чему формируется особый облик рельефа. Основные генетические группы экзогенных процессов, которые имеют

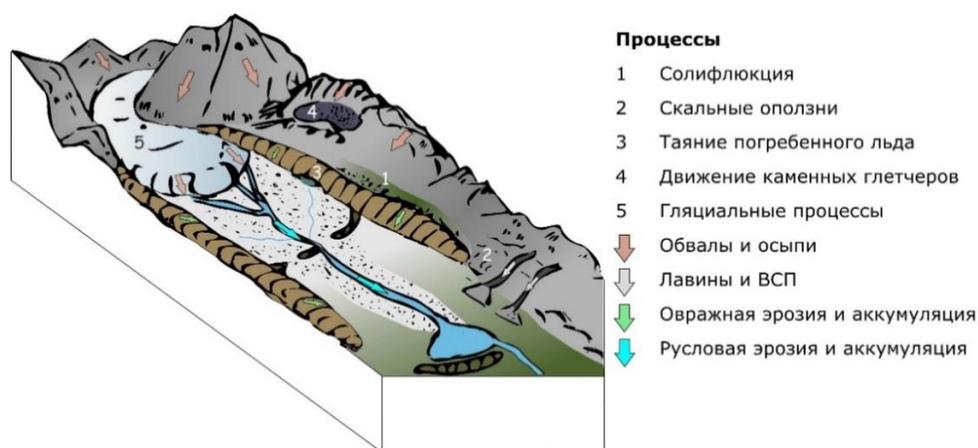


Рис. 1. Основные рельефообразующие процессы в ПГЗ

максимальное распространение в ПГЗ и оказывают наибольшее влияние на переформирование рельефа: ледниковые и водно-ледниковые, склоновые, флювиальные (рис. 1).

В связи с климатическими изменениями в течение последних десятилетий происходит активное отступление ледников и отложение морен [9, 12–14]. Влияние формирующихся при этом аккумулятивных тел сказывается на увеличении поставки рыхлого материала в приледниковые водотоки и на росте стока наносов [15]. Наиболее значимое влияние на объемы транспортируемого материала и преобразование рельефа в прогляциальной зоне оказывают флювиогляциальные и субгляциальные потоки, формирующиеся в процессе таяния ледников и участков мертвого льда [16].

Вероятно, наиболее активны (по объему перемещаемого материала, но не по дальности переноса) в ПГЗ склоновые процессы: обвалы и осыпи, лавины (рис. 1). Освободившиеся от ледника участки склонов в большей степени подвергаются выветриванию и становятся менее стабильными – в итоге они разрушаются, формируя обвалы и осыпи [5, 17, 18]. В результате обвалов рыхлообломочный материал поступает в днища долин, включая участки, еще занятые ледниками, или на склоны, где в дальнейшем он подвергается эрозии. Отдельный вид обвалов – это обвалы с края ледника в днище долины, они характерны для большинства ПГЗ [15]. Геоморфологический эффект лавин в среднегодовом срезе менее значим по сравнению с другими гравитационными процессами, но в отдельные годы он может быть соизмерим с результатами обвалов или даже превышать их [19]. В ПГЗ активны массовые движения грунта: солифлюкция и дефлюкция. Под солифлюкцией стоит понимать не один процесс, а целую группу процессов медленного движения материала, связанного с процессами переменного замораживания и оттаивания грунта [20]. Развиты в ПГЗ процессы и движения насыщенного водой материала еще на мерзлом основании – желифлюкция, которая рассматривается обычно как разновидность солифлюкции. Движение каменных глетчеров по механизму схоже с солифлюкцией. Они представляют собой крупные многолетнемерзлые тела, состоящие из льда и грубообломочного материала, и распространены у края современного ледника или у осыпных конусов и шлейфов.



Рис. 2. Участок боковой морены в долине р. Джанкуат

Из-за климатических изменений и последовавшей деградации мерзлоты в ПГЗ в последние десятилетия происходит рост темпов смещения каменных глетчеров [21]. Широкое распространение в границах ПГЗ имеют также скальные оползни, активизация которых связана в том числе и со снятием ледниковой нагрузки со склонов [22].

В связи с выпадением ливневых осадков и таянием снежно-ледовых запасов в ПГЗ, а также со слабой закрепленностью поверхности склонов неразвитым растительным покровом широко представлены процессы плоскостной и линейной эрозии. Развитие процессов линейной эрозии преимущественно приурочено к боковым моренам, высота которых в горных долинах часто составляет более нескольких десятков метров. Незадернованные участки моренных валов почти полностью оказываются расчлененными серией эрозионно-камнепадных промоин-желобов (рис. 2). Транзит наносов временными водными потоками обеспечивает их поступление в водотоки, которыми рыхлый материал частично выносятся за пределы ПГЗ.

Основной ареной русловых процессов является днище долины, здесь постоянно происходит активное переформирование русел водотоков. Особенно мощные перестройки связаны с селевыми явлениями или крупными водоснежными потоками (ВСП) [23, 24].

2. Методы количественной оценки трансформации рельефа и темпов экзогенных процессов в ПГЗ

Все существующие количественные и полуколичественные методы, используемые для изучения отдельных экзогенных процессов и трансформации рельефа в ПГЗ, традиционно подразделяются на полевые и дистанционные. Полевые методы в большей мере ориентированы на оценку интенсивности отдельных процессов или групп процессов в пределах характерных участков или точек наблюдений. Применение дистанционных методов исследования направлено на выявление трансформации рельефа на обширных территориях: от небольших водосборов вплоть до горных массивов, но при этом их применение позволяет оценивать изменения поверхности и в отдельно взятой точке. Далеко не всегда возможно определить вклад различных экзогенных процессов в переформирование

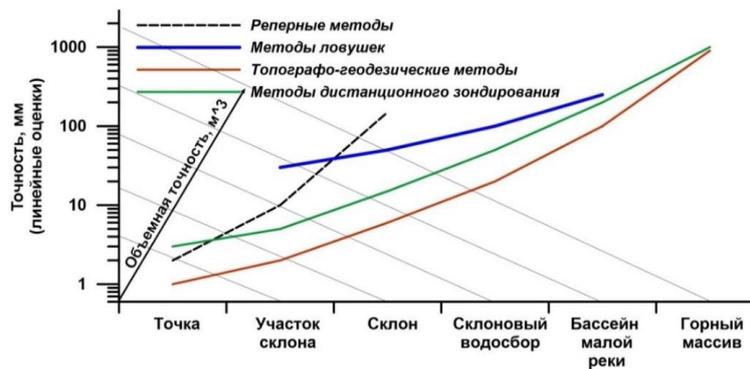


Рис. 3. Номограмма точности оценки изменения линейных и объемных изменений элементов рельефа на основе использования методов дистанционного зондирования и различных групп полевых методов

рельефа и их темпы на основе обработки дистанционных данных даже при максимально высокой разрешающей способности снимков.

Полевые методы, используемые для определения интенсивности экзогенных процессов и количественной оценки трансформации рельефа, можно разделить на три группы. К первой относятся методы, которые по своей сути являются различными модификациями метода реперов, то есть они основаны на оценке величины перемещений рыхлообломочного материала на поверхности склона (метод шпилек, метод прокрашивания обломков, датчики и т. п.) или всего рыхлого чехла вне зависимости от его механического состава относительно репера или группы реперов, положение которых зафиксировано на местности или в толще отложений. Использование данных методов позволяет определить с высокой точностью интенсивность процессов в точке или на небольшом участке склона. При интерполяции этих данных в целом на склон точность оценок существенно снижается. Она еще более снижается при использовании этих данных для склонового или речного водосборов (рис. 3).

Вторая группа методов, которые до сих пор широко используются для оценки интенсивности отдельных экзогенных процессов и денудации в целом, основана на измерении объемов материала, переотложившегося в зонах аккумуляции, которые являются естественными (озера) или искусственными (сетки, наноосушители и т. п.) ловушками наносов. Эти две группы методов хорошо известны, а их совершенствование не может существенно повысить их точность. Это связано с тем, что метод реперов для получения статистически обоснованных осредненных данных для некоторой площади предполагает наличие большого числа точек измерений, что трудозатратно. В свою очередь, метод природных и искусственных ловушек позволяет получать относительно грубые количественные оценки в связи с трудностью учета всего объема материала, переотложившегося по пути транспортировки к водоему или накопившегося в искусственных ловушках, в связи с возможными прорывами ловушек из-за схода лавин, мощных камнепадов и других причин (рис. 3).

Наконец, третья группа полевых методов – топографо-геодезические. Одним из первых и широко используемых был фототеодолитный метод, который являлся наиболее точным инструментальным методом для оценки темпов различных

экзогенных процессов в горах во второй половине двадцатого века. Именно данное направление, наряду с дистанционными методами, основанными на использовании результатов аэро- и космических съемок, развивается наиболее бурно в последние десятилетия, что привело к значительному повышению точности оценок (рис. 3). Кроме того, применение данных методов позволяет проводить оценки для широкого спектра объектов различной площади (рис. 3), и именно достоинства и ограничения топографо-геодезических методов и методов дистанционного зондирования детально обсуждаются в настоящей статье.

Топографо-геодезические методы и методы ДДЗ основаны на проведении повторных съемок. Первые съемки выполнялись при помощи оптических теодолитов (с погрешностью порядка нескольких сантиметров), на смену им впоследствии пришли электронные тахеометры (с миллиметровой погрешностью). С начала 50-х годов XX в. для наблюдений за интенсивностью процессов начинают использовать аэрофотоснимки [25]. Серии разновременных снимков позволяли проводить на качественном, а позже и на количественном уровне оценку интенсивности геоморфологических процессов. Развитие аэрокосмических методов в конце XX – начале XXI в. привело к взрывному росту визуально и программно-интерпретируемых изображений ПГЗ с разной высоты. Детальность снимков, получаемых с целого ряда космических аппаратов (WorldView-1-4; GeoEye-1 и др.), и создаваемых на их основе цифровых моделей рельефа (ЦМР) на данный момент составляет < 1 м. Развитие космической отрасли привело к появлению систем дифференциальной коррекции (СДК ГНСС – DGPS), которые значительно повысили точность определения координат (вплоть до сантиметров). Начиная с последнего десятилетия XX в. широкое применение получили методы лазерного сканирования (LIDAR), значительно повысившие точность и возможный охват территорий, для которых проводятся оценки изменений рельефа и/или темпов экзогенных процессов. В 90-е годы XX в. были запущены первые спутники, оборудованные специальной аппаратурой, которая проводила радиолокационную съемку. Это ознаменовало появление нового метода – спутниковой радарной интерферометрии. На данный момент большинство методов, а среди них в первую очередь дистанционные, продолжают свое развитие – их точность и доступность увеличивается.

2.1. Интерферометрия (InSAR). Для изучения темпов движения рыхлообломочного чехла на склонах используется спутниковая радарная интерферометрия [26, 27]. Она может применяться для определения темпов солифлюкции (и других процессов массового смещения чехла), движения каменных глетчеров, скальных оползней. Точность этого метода позволяет отмечать незначительные движения, составляющие первые сантиметры (см. табл. 1), охват дает возможность исследовать значительные площади вплоть до отдельных регионов. Данный метод может использоваться для оценки динамики рельефа за последние почти 30 лет, так как первые спутники, оборудованные необходимой аппаратурой, были запущены в 90-е годы XX в. [28]. Основные ограничения радарной интерферометрии при изучении рельефа горных регионов за сколько-нибудь протяженные временные промежутки: недостаточная полнота архивов съемки (особенно до середины нулевых годов XXI в., времени появления Alos Palsar и более новых

космических аппаратов); наличие растительного покрова и главное – его изменчивость во времени; метеорологические условия, а также присутствие в пределах перигляциальной зоны снежного покрова большую часть года; слепые пятна съемки в условиях расчлененного рельефа; декорреляция пар снимков на больших временных интервалах и т. д. Не всегда из отдельно взятой пары снимков удается извлечь полезный сигнал. Этот метод иногда используется для площадной экстраполяции выявленных количественных характеристик экзогенных геоморфологических процессов за пределы участков наземной съемки [29].

2.2. Наземное и воздушное лазерное сканирование (ALS и TLS). Методы лазерного сканирования имеют более широкий диапазон применения (табл. 1). Относительная точность съемки этим методом составляет первые сантиметры, при комбинации с СДК ГНСС (системы дифференциальной коррекции глобальных навигационных спутниковых систем) она может достигать миллиметров. Для определения темпов геоморфологических процессов проводятся повторные сканирования, затем создаются цифровые модели рельефа на два или более временных среза, которые анализируются и сопоставляются между собой. Например, для определения объемов обвалов проводятся повторные съемки скальных стенок – источника материала, затем на основе сопоставления ЦМР высчитывается объем денудированных пород. Воздушное лазерное сканирование позволяет покрывать большие площади с меньшей точностью при сравнении с наземным сканированием. При исследовании крупных площадей при помощи наземного лазерного сканера приходится разбивать общую площадь на несколько участков [30]. Важное значение имеют технические характеристики используемой аппаратуры. Обычно лазерное сканирование используется в сочетании с данными, получаемыми при фотограмметрии и при других методах. Совместное применение нескольких методов позволяет составить более полное представление о динамике трансформации рельефа обширной территории [31].

Применение повторного наземного и воздушного лазерного сканирования позволяет производить съемку отдельных, в том числе достаточно крупных тел. Преимуществом метода является возможность оперативно получать высокоточные данные о современных краткосрочных скоростях, вплоть до суточных изменений. Основные недостатки связаны с невозможностью оценить вклад конкретного процесса в суммарную денудацию. Например, производя съемку скальной стенки, невозможно разделить воздействие обвально-осыпных и лавинных процессов. Точность метода снижается при наличии растительного покрова (хотя именно лазерное сканирование – наиболее неприхотливый метод в отношении ошибок съемки, возникающих по причине растительности). Оборудование, используемое для применения данного метода, дороже по сравнению, например, с аналогичным при съемке с беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) при использовании данных интерферометрии.

2.3. Фотограмметрический (получение ЦММ на основе аэрофотоснимков (АФС) и космических снимков). На основе АФС строятся цифровые модели рельефа, при наложении которых можно получить данные об объемах снежного и переложившегося материала. Такой метод отличается значительно

Табл. 1

Дистанционные методы, наиболее часто применяемые для определения темпов некоторых экзогенных процессов в прогляциальной зоне

	Солифлюкция	Скальные оползни	Каменные глетчеры	Обвально-осыпные процессы	Овражная эрозия	Русловая эрозия
Интерферометрия						
Повторное наземное лазерное сканирование*						
Повторное воздушное лазерное сканирование*						
Применение dGPS						
Фотограмметрический (получение ЦМР на основе						

* Повторная съемка с дрона, лазерное сканирование и другие методы используют dGPS для получения опорных точек, используемых в качестве привязки.

меньшей точностью (первые метры), так как более старые архивные снимки не позволяют создавать модели с высоким разрешением. Преимуществом является то обстоятельство, что для многих территорий имеется достаточно длинный ряд аэрофотокосмических изображений, и, следовательно, возможно изучение динамики перемещения исследуемой формы рельефа за период начиная с середины XX в. Применение данных АФС целесообразно для анализа изменений рельефа на обширных участках и больших временных промежутках. Он позволяет дать достаточно грубую оценку перераспределения материала и выявить основные тенденции в динамике рельефа. Основные ограничения в использовании этого метода связаны с недостаточным рядом аэрофотоснимков для рассматриваемой территории, с их низким качеством. Погрешности при сравнении могут быть вызваны ограничениями, связанными с растительностью и особенностями горного рельефа.

Более точные данные могут быть получены при использовании только спутниковых снимков сверхвысокого разрешения (с пространственным разрешением менее 1 м/пиксел). Обычно для исследований используются данные со спутников WorldView 1 и 2, IKONOS, KOMPSAT 3, Pleiades и QuickBird [5]. На основе серии снимков высокого разрешения рельефа при фотограмметрической обработке строятся 3D-модели. Для построения моделей таких территорий из-за особенностей высокогорного рельефа и наличия слаботекстурных поверхностей, таких как снег, лед и озера, применяются особые поправки.

2.4. 3D-реконструкция рельефа по фотоизображениям с БПЛА (Structure from Motion, SfM). Аналогичные задачи могут решаться при выполнении

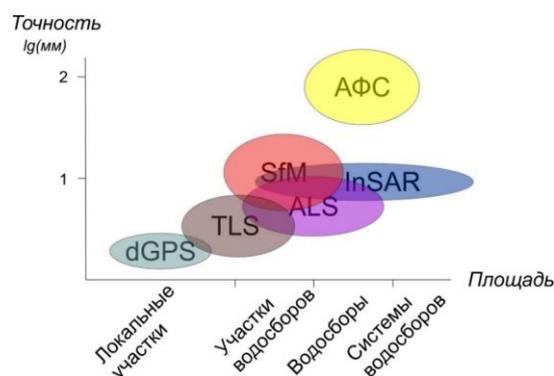


Рис. 4. Схема соотношения точности и охвата для основных дистанционных методов. dGPS – применение СДК ГНСС; TLS – наземное лазерное сканирование; ALS – воздушное лазерное сканирование; SfM – 3D-реконструкция рельефа по фотоизображениям с БПЛА; InSAR – спутниковая радарная интерферометрия; АФС – построение ЦММ по архивным аэрофотоснимкам

повторных съемок с БПЛА. Метод построения моделей на основе ряда фотографий является самым бюджетным и простым, имеет высокое разрешение, что и является его основным преимуществом. Он схож с «классическим» фотограмметрическим, только здесь используется не несколько снимков, а десятки и сотни. На первом этапе производится фотосъемка территории исследования или отдельного объекта с взаимным перекрытием отдельных снимков (порядка 60% площади снимков – продольное и 80% площади – поперечное, по возможности – больше) [4]. На следующем этапе полученные в поле данные подвергаются компьютерной обработке в специализированных программах – проводится фотограмметрическая 3D-реконструкция, на выходе получается облако точек, цифровая модель местности и ортофотоплан. Для повышения точности привязки результирующих продуктов используются «твердые» точки на местности, для которых при помощи dGPS определяются координаты. В таких случаях точность может достигать первых сантиметров (в зависимости от высоты съемки), что позволяет корректно определять краткосрочную динамику процессов денудации и аккумуляции.

Основные недостатки метода – влияние растительности на корректность ЦМР (в строгом смысле – ЦММ), а также необходимость съемки точных координат большого числа наземных контрольных точек, что для условий гор порой является достаточно трудоемкой задачей [4, 32].

Достаточно часто ЦМР, построенные по разным методикам, сравнивают между собой. В таких случаях конечная точность зависит от точности и детальности исходных данных. Как правило, при комбинированном использовании методов минимизируются ошибки отдельных методов. При этом часто результаты, полученные на основе дистанционных данных, подтверждаются и проверяются локально наземными методами.

Точность и применимость для отдельных элементов рельефа, склоновых водосборов, приледниковых речных водосборов основных современных топографо-геодезических методов и методов дистанционного зондирования представлены на рис. 4.

Сопоставление измеренных темпов процессов и объемов перемещенного материала на основе применения различных методов для процессов ближнего (см. табл. 2) и дальнего (см. табл. 3) переноса позволяет судить о вкладе того или иного экзогенного процесса, а во многих случаях их совместного вклада, в денудацию различных элементов рельефа в пределах ПГЗ. Среди процессов ближнего переноса наибольший вклад в денудацию, несомненно, вносят обвально-осыпные процессы. Но при этом следует учитывать, что, как и в случае остальных процессов этой группы, несмотря на впечатляющие объемы перемещаемого материала, продукты разрушения склонов при формировании обвалов и осыпей практически полностью переоткладываются на небольшом удалении от обвально-осыпных стенков. В случае процессов дальнего переноса, так или иначе связанных с движением воды в различном ее состоянии, несомненно, часть вовлеченного в перенос материала также переоткладывается либо внутри эрозионной формы, либо в зонах аккумуляции, формирующихся благодаря развитию процессов водной эрозии (конусы выноса, шлейфы, поймы и т. п.). Но часть материала, доставляемая в постоянные водотоки, выносится за пределы ПГЗ. Обычно эти объемы определяются на основе гидрологических наблюдений в замыкающем створе. Но мы преднамеренно не стали приводить количественные оценки стока взвешенных и влекомых наносов, которые для ряда прогляциальных водосборов установлены на основе многолетних наблюдений продолжительностью до 14 лет [33], так как это вопрос выходит за рамки настоящей статьи и требует самостоятельного детального обсуждения в части точности получаемых результатов в связи со значительным вкладом экстремальных событий в суммарный сток наносов, который не представляется возможным измерить при помощи имеющихся гидрологических методов.

3. Опыт применения повторной съемки с БПЛА в прогляциальном бассейне (р. Джанкуат, Кавказ)

В рамках исследований трансформации рельефа на Кавказе нами использовался ряд из описанных выше методов. Один из районов изучения темпов различных геоморфологических процессов в ПГЗ – бассейн р. Джанкуат (Кабардино-Балкария). На данном водосборе в 2019 г. при помощи БПЛА была проведена аэрофотосъемка с геодезической привязкой результатов по выбранным опорным точкам. В 2020 г. была произведена повторная съемка как всего днища долины, так и отдельных участков активного проявления флювиальных, пролювиальных, обвальных и других экзогенных процессов.

Одним из участков с наиболее активными изменениями рельефа является левый борт долины р. Джанкуат, а именно боковая морена, сложенная погребенным льдом ледника Джанкуат, перекрытым обломочным материалом различной крупности. Тающий в теплое время года лед активизирует обвально-осыпные и микроселевые процессы по своей кровле, у его кромки образуются подпрудные микроводоемы (с запрудами из валунов и более мелкого материала), которые периодически прорываются или выплескиваются при крупных обрушениях и переполнении чаши. В связи с этим исследования трансформации рельефа на данном участке долины представляют значительный интерес (рис. 5).

Табл. 2

Диапазон темпов процессов и объемов перемещенного материала, полученных на основе применения различных методов, для процессов ближнего переноса в пределах прогляциальных зон*

Метод	Охват	Диапазоны значений темпов процессов	Источники
Солифлюкция			
Интерферометрия ²	Отдельные участки	16–30 мм/год	[26, 34]
Геодезическая съемка ²	Отдельные участки	Около 30 мм/год	[26, 34]
Ручные поверхностные измерения (полосы, маркированные породы и т. д.) ¹	Локальные	3.4–36.0 см/год	[35–37]
Ручные подземные измерения (трубки, прутья, колонны и т. д.)¹	Локальные	0.2–138 см/год	[35–37]
Автоматические измерения (инклинометр, тензодатчики (strain probes), измеритель солифлюкции (solifluction meter))¹	Локальные	2.8–15.0 см/год	[36, 37]
Скальные оползни			
Повторное наземное лазерное сканирование ²	Отдельные тела	1.5–125 см/день	[38]
Повторное воздушное лазерное сканирование ²	Отдельные тела	0.1–150 см/год	[22, 39, 40]
Интерферометрия ²	Отдельные тела	2–32 мм/год	[22, 39]
Применение dGPS ¹	Участки тела	4–30 см/год	[22, 39]
Фотограмметрический (построение ЦМР на основе АФС) ³	Отдельные тела	0.25–0.4 м/год	[41]
Динамика каменных глетчеров			
Повторное наземное лазерное сканирование ¹	Участки или небольшие глетчеры	1.5–260 см/год	[42, 43]
Повторное воздушное лазерное сканирование ¹	Целые глетчеры или их системы	< 1–50 м/год	[43]
Фотограмметрический (построение ЦМР на основе АФС) ²	Целые глетчеры или их системы	3–25 см/год	[41, 42, 44]
Интерферометрия ²	Целые глетчеры и их системы (отдельные регионы)	5– > 700 см/год	[27, 29, 45]
Проведение геодезических съемок (теодолит, тахеометр) ¹	Отдельные линии или точки	< 1–260 см/год	[2, 42, 44, 46–51]
Применение dGPS ¹	Отдельные линии или точки	2.3–13.8 см/год	[48, 50]
Бурение (с установкой инклинометра)¹	Локальные	0.1–6.0 см/год	[52]
Обвально-осыпные процессы			
Повторная наземная лазерная съемка ²	Отдельные стенки	0.03–169000 м ³	[38, 40, 53, 54]
Ловушки материала (естественные и искусственные – сетки) ¹	Отдельные стенки	0.52–120 м ³ (другая оценка – 0.1–137.7 г/м ² /день)	[18, 35, 55, 56]
Повторная воздушная лазерная съемка ²	Отдельные стенки, участки водосборов	8000–78400 м ³	[40, 57]

Сравнение цифровых моделей, полученных разными способами ²	Отдельные стенки, участки водосборов	56600–78400 м ³	[40, 58]
Визуальный мониторинг и фиксация ²	Участки водосборов	15000 м ³ – 7.8 млн м ³	[15, 59, 60]

* Полу жирным шрифтом показаны методы, которые подробнее характеризуют скорости процесса (направление, распределение и т. д.). Оттенками серого (от светлых к темным) показана относительная точность метода при определении темпов конкретного процесса. Белый цвет показывает полуколичественные методы, для которых классификация на основе точности невозможна.

¹ Оценка темпов конкретного процесса; ² оценка темпов группы процессов (один – доминирующий); ³ оценка трансформации рельефа (при преобладании одного процесса).

Табл. 3

Диапазон темпов процессов и объемов перемещенного материала, полученных на основе применения различных методов, для процессов дальнего переноса в пределах прогляциальных зон*

Метод	Охват	Диапазоны значений (по источникам)	Источники
Лавины			
Прямые измерения обломков на поверхности при таянии (по сетке или по однородным зонам) ¹	Отдельные лавины	5–322 т/год (0.04–8.13 мм/год – аккреция)	[61–64]
Прямые измерения обломков на поверхности и на глубине ¹	Отдельные лавины	2.3–273 т (0.21 – 20.11 мм – аккреция)	[65, 66]
Измерения вытаявших из лавины обломков ¹	Отдельные лавины	135–460 т	[35, 67]
Стационарные наблюдения ¹	Отдельные лавины	0.6–4.8 мм/год (аккреция)	[68]
На основе темпов денудации стенок ²	Водосборы	6620 т/год	[69]
Овражная эрозия и аккумуляция			
Полевые наблюдения (построение профилей) ¹	Отдельные формы	2.5–169 мм/год	[70, 71]
Геодезическая съемка (тахеометрическая) ²	Отдельные формы и их группы	3.7–151 мм/год	[71]
Дистанционные методы (лазерное сканирование, применение БПЛА) ²	Отдельные формы и их группы, части водосборов	–7089.6 м ³ (за 5 лет), изменение высоты: –7.5...+0.48 м	[57, 72]
Стационарные наблюдения (в том числе при помощи dGPS) ¹	Отдельные формы	32 – 390 м/год (регрессивная эрозия)	[73]
Русловая эрозия (размыв берегов)			
Повторное воздушное лазерное сканирование ³	Участки днища	–4407 м ³ /год (–34.4 мм/год)	[74]
Повторное наземное лазерное сканирование ³	Участки днища	–69105...+82285 м ³ (–2.5...+1.7 м/м ²)	[74–77]
Фотограмметрический (построение ЦМР на основе АФС) ³	Участки днища, весь водосбор	–0.53...+0.17 м/год	[6, 11]
Полевые наблюдения (построение профилей) ²	Отдельные участки русла	71 т/день	[15]
Гидрологические измерения (измерения стока различных наносов) ²	Участки русла, весь водосбор	–	[15, 35, 78]

* См. примечания к табл. 2.

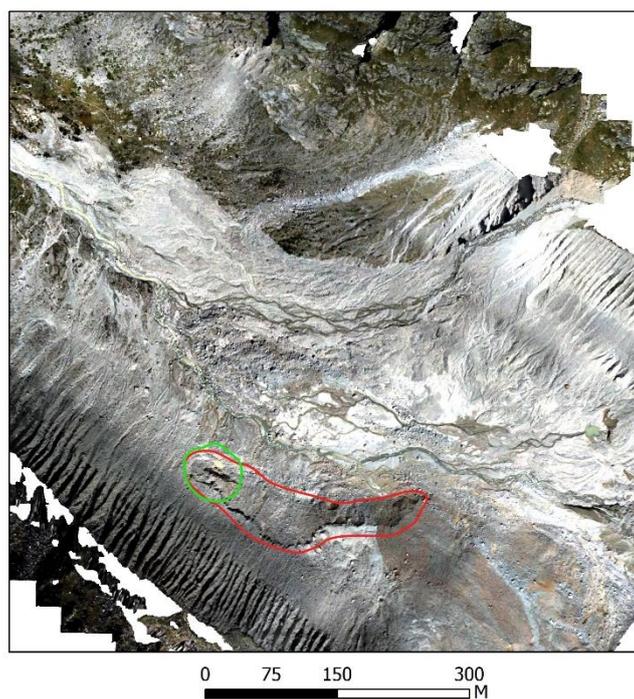


Рис. 5. Положение участков повторной съемки с БПЛА на обзорном ортофотоплане верхней части долины р. Джанкуат. Красный – крупный участок в основании моренного вала; зеленый – малый участок с открытой ледниковой стенкой (см. детали на рис. 6)

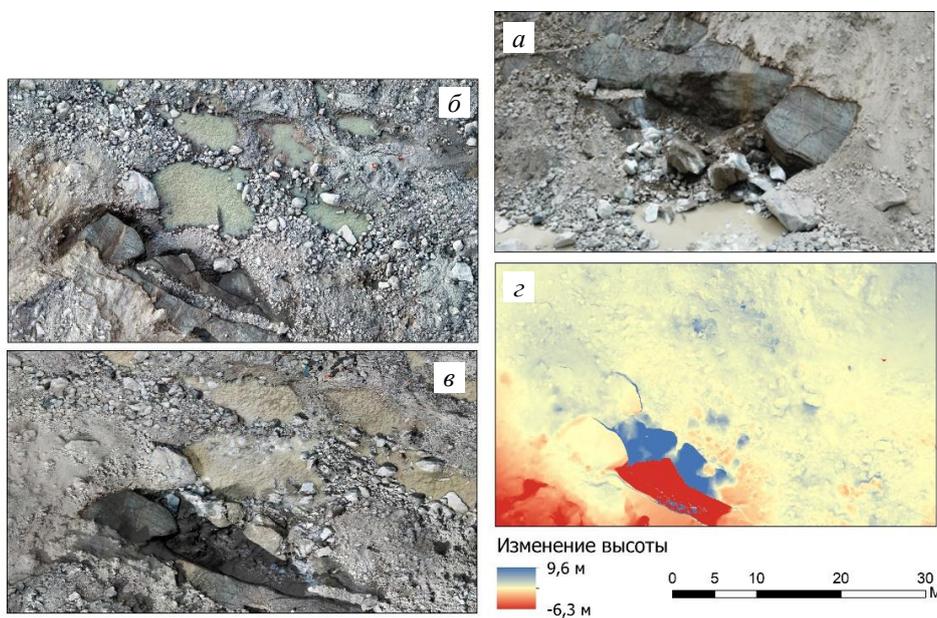


Рис. 6. Трансформация рельефа в области выходов мертвого льда: *a* – участок проведения повторной съемки с БПЛА; *б* – ортофотоплан первоначальной поверхности (18.08.20); *в* – ортофотоплан конечной поверхности (20.08.20); *г* – разница высот

По результатам повторных съемок с помощью БПЛА в августе 2020 г. было зафиксировано импульсное развитие рельефа, когда, по результатам сопоставления двух ЦМР непосредственно участков максимальных изменений, полученных на основе съемок, за двухсуточный интервал были отмечены перемещения порядка 1100 м^3 льда и рыхлообломочного материала. Из них – более 300 м^3 было вынесено в днище долины. Это соответствует средневзвешенному слою денудации порядка 7–8 см (рис. 6).

Для более крупного участка в основании вала боковой морены (который включает ранее рассмотренный) площадью 3950 м^2 оценены отрицательные и положительные объемы смещений за два временных интервала: годичный и двухсуточный. Объем переноса материала за годичный интервал (осредненно для участка целиком) составляет 6330 м^3 , что соответствует слою перемещения около 1.6 м. За двухсуточный интервал объем переноса составил 1880 м^3 , а слой перемещения – 0.47 м. Объемы положительных форм рельефа, возникших за период с сентября 2019 г. по август 2020 г., в 31.5 раза меньше объемов денудации и связаны преимущественно с переотложением крупных валунов. В целом очевиден перекокс в сторону денудации и выноса материала за пределы участка съемки. Непосредственно у фронта мертвого льда годичные отрицательные изменения отметок достигают 10–11 м.

Рассмотренный пример свидетельствует о том, что, возможно, именно импульсные локальные изменения на подобных участках вносят даже больший вклад в трансформацию рельефа ПГЗ, чем экзогенные процессы с «фоновыми» скоростями на больших площадях.

Заключение

Значительный технологический прогресс привел к широкому внедрению новых методов, в том числе дистанционных, в исследования рельефа ПГЗ в горах. Эти методы расширили возможности многолетнего мониторинга трансформации рельефа, повысили точность подобных исследований. Несомненным преимуществом применения современных топографо-геодезических и дистанционных методов является их охват – они позволяют получить количественные оценки трансформации рельефа в широком диапазоне: от отдельной точки до всей ПГЗ в целом. При этом, несмотря на некоторые потери точности по мере расширения площади, для которой проводится оценка, точность, с которой определяются объемы перемещаемого материала, остается удовлетворительной. Наиболее продвинутые методы для определения динамики рельефа – повторное наземное и воздушное лазерное сканирование. Их использование позволяет проводить съемку с минимальными погрешностями, вызываемыми растительностью и погодными условиями. В то же время данные методы дороги в использовании. Альтернативой им может выступать съемка с БПЛА, ее основной недостаток – погрешности, вызываемые растительностью. Положительная сторона – возможность для качественного анализа по детальным ортофотопланам. Основной недостаток всех топографо-геодезических и дистанционных методов – это невозможность выделить вклад конкретного процесса в трансформацию рельефа. Достоверная оценка как общих изменений в рельефе, так и индивидуального вклада конкретных процессов возможна только при совместном применении топографо-геодезических, дистанционных

методов и традиционных методов реперов и ловушек, а также только на длительном интервале наблюдений, поскольку в ПГЗ высоко значение нерегулярных экстремальных событий.

Дистанционные и топографо-геодезические методы ранжируются по охвату снимаемой территории, который увеличивается по мере роста высоты съемки: фотосъемка с БПЛА для последующей фотограмметрической обработки, воздушное лазерное сканирование, радиолокационная интерферометрия и фотограмметрическая обработка аэрофотосъемки с пилотируемых летательных и космических аппаратов. Точность оценок трансформации рельефа нестрого связана с высотой съемки. Высокой точности могут достигать результаты радиолокационной космической интерферометрии, позволяющей получать данные о смещениях земной поверхности с точностью первых сантиметров (правда, с осреднением этой величины в границах пикселей исходных снимков), сопоставимой с результатами сравнения разновременных ЦМР, полученных с помощью БПЛА. В то же время плановое разрешение методов InSAR сильно уступает как фотограмметрическим методам построения ЦМР (и их разниц на два или более временных среза) по стереопарам космических снимков, так и, тем более, методам съемки с БПЛА.

В настоящее время темпы не всех процессов могут исследоваться при помощи дистанционных методов. Например, возможности применения дистанционных методов для изучения геоморфологического эффекта лавин ограничены. При их изучении предпочтение отдается наземным, в том числе полустационарным и стационарным наблюдениями. При исследовании солифлюкции и других процессов массового смещения чехла необходимо использовать реперные методы, так как важен учет скоростей смещения на разных глубинах.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, проект № 19-17-00181 (разд. 1, 3 и 4) и в рамках НИР по госзаданию № 121051100166-4 географического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова (разд. 2).

Литература

1. *Cossart E., Fort M.* Sediment release and storage in early deglaciated areas: Towards an application of the exhaustion model from the case of Massif des Écrins (French Alps) since the Little Ice Age // *Nor. Geogr. Tidsskr.* – 2008. – V. 62, No 2. – P. 115–131. – doi: 10.1080/00291950802095145.
2. *Seppi R., Zanoner T., Carton A., Bondesan A., Francese R., Carturan L., Zumiani M., Giorgi M., Ninfo A.* Current transition from glacial to periglacial processes in the Dolomites (South-Eastern Alps) // *Geomorphology*. – 2014. – V. 228. – P. 71–86. – doi: 10.1016/j.geomorph.2014.08.025.
3. *Colombo N., Paro L., Godone D., Fratianni S.* Geomorphology of the Hohnsand basin (Western Italian Alps) // *J. Maps.* – 2016. – V. 12, No 5. – P. 975–978. – doi: 10.1080/17445647.2015.1105762.
4. *Westoby M.J., Brasington J., Glasser N.F., Hambrey M.J., Reynolds J.M.* “Structure-from-Motion” photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications // *Geomorphology*. – 2012. – V. 179. – P. 300–314. – doi: 10.1016/j.geomorph.2012.08.021.
5. *Carrivick J.L., Heckmann T.* Short-term geomorphological evolution of proglacial systems // *Geomorphology*. – 2017. – V. 287. – P. 3–28. – doi: 10.1016/j.geomorph.2017.01.037.

6. *Delaney I., Bauder A., Huss M., Weidmann Y.* Proglacial erosion rates and processes in a glacierized catchment in the Swiss Alps // *Earth Surf. Processes Landforms* – 2018. – V. 43, No 4. – P. 765–778. – doi: 10.1002/esp.4239.
7. *Slaymaker O.* Criteria to distinguish between periglacial, proglacial and paraglacial environments // *Quaest. Geogr.* – 2011. – V. 30, No 1. – P. 85–94. – doi: 10.2478/v10117-011-0008-y.
8. *Heckmann T., Morche D.* (Eds.) *Geomorphology of Proglacial Systems: Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciated Alpine Landscapes.* – Springer, 2019. – 367 p. – doi: 10.1007/978-3-319-94184-4.
9. *Paul F., Bolch T.* Glacier Changes since the Little Ice Age // Heckmann T., Morche D. (Eds.) *Geomorphology of Proglacial Systems Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciated Alpine Landscapes.* – Springer, 2019. – P. 23–42. – doi: 10.1007/978-3-319-94184-4_2.
10. *Legg N.T., Meigs A.J., Grant G.E., Kennard P.* Debris flow initiation in proglacial gullies on Mount Rainier, Washington // *Geomorphology.* – 2014. – V. 226. – P. 249–260. – doi: 10.1016/j.geomorph.2014.08.003.
11. *Staines K.E.H., Carrivick J.L., Tweed F.S., Evans A.J., Russell A.J., Jóhannesson T., Roberts M.* A multi-dimensional analysis of pro-glacial landscape change at Sólheimajökull, southern Iceland // *Earth Surf. Processes Landforms.* – 2015. – V. 40, No 6. – P. 809–822. – doi: 10.1002/esp.3662.
12. *Knight J., Harrison S.* Mountain glacial and paraglacial environments under global climate change: Lessons from the past, future directions and policy implications // *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.* – 2014. – V. 96, No 3. – P. 245–264. – doi: 10.1111/geoa.12051.
13. *Tielidze L.G., Solomina O.N., Jomelli V., Dolgova E.A., Bushueva I.S., Mikhalenko V.N., Brauche R., ASTER T.* Change of Chalaati Glacier (Georgian Caucasus) since the Little Ice Age based on dendrochronological and Beryllium-10 data // *Ice Snow.* – 2020. – V. 60, No 3 – P. 453–470. – doi: 10.31857/S2076673420030052.
14. *Pogorelov A.V., Boyko E.S., Petrakov D.A., Kiselev E.N.* Fluctuations of the Fisht Glacier (West Caucasus) over 1909–2015 // *Ice and Snow.* – 2017. – V. 57. – P. 498–506. – doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-498-506.
15. *Warburton J.* Energetics of alpine proglacial geomorphic processes // *Trans. Inst. Brit. Geogr.* – 1993. – V. 18, No 2. – P. 197–206. – doi: 10.2307/622362.
16. *Tsyplenkov A., Vanmaercke M., Golosov V., Chalov S.* Suspended sediment budget and intra-event sediment dynamics of a small glaciated mountainous catchment in the Northern Caucasus // *J. Soils Sediments.* – 2020. – V. 20, No 8. – P. 3266–3281. – doi: 10.1007/s11368-020-02633-z.
17. *Popovnin V.V., Rejepkin A.A., Tielidze L.G.* Superficial moraine expansion on the Djankuat Glacier snout over the direct glaciological monitoring period // *Earth's Cryos.* – 2015. – V. 19, No 1. – P. 79–87.
18. *Vehling L., Rohn J., Moser M.* Quantification of small magnitude rockfall processes at a proglacial high mountain site, Gepatsch glacier (Tyrol, Austria) // *Z. Geomorphol.* – 2016. – V. 60, Suppl. 1. – P. 93–108. – doi: 10.1127/zfg_suppl/2015/S-00184.
19. *Luckman B.H.* The geomorphic activity of snow avalanches // *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.* – 1977. – V. 59, No 1–2. – P. 31–48. – doi: 10.1080/04353676.1977.11879945.
20. *Matsuoka N., Ikeda A., Date T.* Morphometric analysis of solifluction lobes and rock glaciers in the Swiss Alps // *Permafrost Periglacial Processes.* – 2005. – V. 16, No 1. – P. 99–113. – doi: 10.1002/ppp.517.
21. *Kellerer-Pirklbauer A., Delaloye R., Lambiel Ch., Gärtner-Roer I., Kaufmann V., Sca-pozza C., Krainer K., Staub B., Thibert E., Bodin X., Fischer A., Hartl L., di Cella U.M.,*

- Mair V., Marcer M., Schoeneich Ph.* Interannual variability of rock glacier flow velocities in the European Alps // Proc. EUCOP5 5th Eur. Conf. on Permafrost. – 2018. – V. 23. – P. 396–397.
22. *Kos A., Amann F., Strozzi T., Delaloye R., Ruette J., Springman S.* Contemporary glacier retreat triggers a rapid landslide response, Great Aletsch Glacier, Switzerland // *Geophys. Res. Lett.* – 2016. – V. 43, No 24. – P. 12,466–12,474. – doi: 10.1002/2016GL071708.
 23. *Schürch P., Densmore A.L., Rosser N.J., Lim M., McArdell B.W.* Detection of surface change in complex topography using terrestrial laser scanning: Application to the Illgraben debris-flow channel // *Earth Surf. Processes Landforms.* – 2011. – V. 36, No 14. – P. 1847–1859. – doi: 10.1002/esp.2206.
 24. *Bremer M., Sass O.* Combining airborne and terrestrial laser scanning for quantifying erosion and deposition by a debris flow event // *Geomorphology.* – 2012. – V. 138, No 1. – P. 49–60. – doi: 10.1016/j.geomorph.2011.08.024.
 25. *Micheletti N., Lane S.N., Chandler J.H.* Application of archival aerial photogrammetry to quantify climate forcing of alpine landscapes // *Photogramm. Rec.* – 2015. – V. 30, No 150. – P. 143–165. – doi: 10.1111/phor.12099.
 26. *Rott H., Scheuchl B., Siegel A., Grasemann B.* Monitoring very slow slope movements by means of SAR interferometry: A case study from a mass waste above a reservoir in the Ötztal Alps, Austria // *Geophys. Res. Lett.* – 1999. – V. 26, No 11. – P. 1629–1632. – doi: 10.1029/1999GL900262.
 27. *Delaloye R., Morard S., Barboux C., Abbet D., Gruber V., Riedo M., Gachet S.* Rapidly moving rock glaciers in Mattertal // Graf C. (Ed.) *Mattertal – ein Tal in Bewegung.* – Eidg. Forschungsanst. Wald, Schnee Landschaft WSL, 2013. – P. 21–31.
 28. *Biggs J., Wright T.J.* How satellite InSAR has grown from opportunistic science to routine monitoring over the last decade // *Nat. Commun.* – 2020. – V. 11, No 1. – Art. 3863, P. 1–4. – doi: 10.1038/s41467-020-17587-6.
 29. *Lambiel C., Delaloye R., Strozzi T., Lugon R., Raetzo H.* ERS InSAR for assessing rock glacier activity // Proc. 9th Int. Conf. on Permafrost, Fairbanks, Alaska, USA. – 2008. – V. 1. – P. 1019–1025.
 30. *Kociuba W.* Assessment of sediment sources throughout the proglacial area of a small Arctic catchment based on high-resolution digital elevation models // *Geomorphology.* – 2017. – V. 287. – P. 73–89. – doi: 10.1016/j.geomorph.2016.09.011.
 31. *Eriksen H.Ø., Lauknes T.R., Larsen Y., Dehls J.F., Grydeland T., Bunkholt H.* Satellite and Ground-based interferometric radar observations of an active rockslide in Northern Norway // *Engineering Geology for Society and Territory.* V. 5: Urban geology, sustainable planning and landscape exploitation. – Springer, 2015. – P. 167–170. – doi: 10.1007/978-3-319-09048-1_33.
 32. *Resop J.P., Lehmann L., Hession W.C.* Drone laser scanning for modeling riverscape topography and vegetation: Comparison with traditional aerial lidar // *Drones.* – 2019. – V. 3, No 2. – Art. 35, P. 1–15. – doi: 10.3390/drones3020035.
 33. *Lenzi M.A., Mao L., Comiti F.* Interannual variation of suspended sediment load and sediment yield in an alpine catchment // *Hydrol. Sci. J.* – 2003. – V. 48, No 6. – P. 899–915. – doi: 10.1623/hysj.48.6.899.51425.
 34. *Tentschert E.* Das Langzeitverhalten der Sackungshänge im Speicher Gepatsch (Tirol, Österreich) // *Felsbau.* – Essen: Glückauf, 1998. – Bd. 16, H. 3. – S. 194–200.
 35. *Beylich A.A.* Geomorphology, sediment budget, and relief development in Austdalur, Austfirðir, East Iceland // *Arct., Antarct. Alp. Res.* – 2000. – V. 32, No 4. – P. 466–477. – doi: 10.1080/15230430.2000.12003391.

36. *Matsuoka N.* Solifluction rates, processes and landforms: A global review // *Earth-Sci. Rev.* – 2001. – V. 55, No. 1–2. – P. 107–134. – doi: 10.1016/S0012-8252(01)00057-5.
37. *Matsuoka N.* Solifluction and mudflow on a limestone periglacial slope in the Swiss Alps: 14 years of monitoring // *Permafrost Periglacial Processes.* – 2010. – V. 21, No 3. – P. 219–240. – doi: 10.1002/ppp.678.
38. *Oppikofer T., Jaboyedoff M., Keusen H.-R.* Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps // *Nat. Geosci.* – 2008. – V. 1, No 8. – P. 531–535. – doi: 10.1038/ngeo258.
39. *Strozzi T., Delaloye R., Kääh A., Ambrosi C., Perruchoud E., Wegmüller U.* Combined observations of rock mass movements using satellite SAR interferometry, differential GPS, airborne digital photogrammetry, and airborne photography interpretation // *J. Geophys. Res.* – 2010. – V. 115, No F1. – Art. F01014, P. 1–11. – doi: 10.1029/2009JF001311.
40. *Vehling L., Baewert H., Glira P., Moser M., Rohn J., Morche D.* Quantification of sediment transport by rockfall and rockslide processes on a proglacial rock slope (Kaunertal, Austria) // *Geomorphology.* – 2017. – V. 287. – P. 46–57. – doi: 10.1016/j.geomorph.2016.10.032.
41. *Micheletti N., Lambiel C., Lane S.N.* Investigating decadal-scale geomorphic dynamics in an alpine mountain setting // *J. Geophys. Res. Earth Surf.* – 2015. – V. 120, No 10. – P. 2155–2175. – doi: 10.1002/2015JF003656.
42. *Kellerer-Pirklbauer A., Kaufmann V.* About the relationship between rock glacier velocity and climate parameters in central Austria // *Austrian J. Earth Sci.* – 2012. – V. 105, No 2. – P. 94–112.
43. *Kenner R., Bühler Y., Delaloye R., Ginzler C., Phillips M.* Monitoring of high alpine mass movements combining laser scanning with digital airborne photogrammetry // *Geomorphology.* – 2014. – V. 206. – P. 492–504. – doi: 10.1016/j.geomorph.2013.10.020.
44. *Ødegård R.S., Isaksen K., Eiken T., Ludvig Sollid J.* Terrain analyses and surface velocity measurements of the Hiorthfjellet rock glacier, Svalbard // *Permafrost Periglacial Processes.* – 2003. – V. 14, No 4. – P. 359–365. – doi: 10.1002/ppp.467.
45. *Liu L., Millar C.I., Westfall R.D., Zebker H.A.* Surface motion of active rock glaciers in the Sierra Nevada, California, USA: Inventory and a case study using InSAR // *Cryosphere.* – 2013. – V. 7, No 4. – P. 1109–1119. – doi: 10.5194/tc-7-1109-2013.
46. *Francois B., Reynaud L.* 10 year surficial velocities on a rock glacier (Laurichard, French Alps) // *Permafrost Periglacial Processes.* – 1992. – V. 3, No 3. – P. 209–213. – doi: 10.1002/ppp.3430030306.
47. *Whalley W.B., Palmer C.F., Hamilton S.J., Martin H.E.* An assessment of rock glacier sliding using seventeen years of velocity data: Nautárdalur rock glacier, North Iceland // *Arct. Alp. Res.* – 1995. – V. 27, No 4. – P. 345–351. – doi: 10.2307/1552027.
48. *Berthling I., Etzelmüller B., Eiken T., Sollid J.L.* Rock glaciers on Prins Karls Forland, Svalbard. I: internal structure, flow velocity and morphology // *Permafrost Periglacial Processes.* – 1998. – V. 9, No 2. – P. 135–145. – doi: 10.1002/(SICI)1099-1530(199804/06)9:2<135::AID-PPP284>3.0.CO;2-R.
49. *Potter N. Jr., Steig E.J., Clark D.H., Speece M.A., Clark G.M., Updike A.B.* Galena Creek rock glacier revisited – new observations on an old controversy // *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.* – 1998. – V. 80, No 3–4. – P. 251–265. – doi: 10.1111/j.0435-3676.1998.00041.x.
50. *Berthling I., Etzelmüller B.* Holocene rockwall retreat and the estimation of rock glacier age, Prins Karls Forland, Svalbard // *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.* – 2007. – V. 89, No 1. – P. 83–93. – doi: 10.1111/j.1468-0459.2007.00309.x.
51. *Bodin X., Thibert E., Fabre D., Ribolini A., Schoeneich P., Francou B., Reynaud L., Fort M.* Two decades of responses (1986–2006) to climate by the Laurichard rock

- glacier, French Alps // *Permafrost Periglacial Processes*. – 2009. – V. 20, No 4. – P. 331–344. – doi: 10.1002/ppp.665.
52. *Wagner S.* Creep of alpine permafrost, investigated on the murtel rock glacier // *Permafrost Periglacial Processes*. – 1992. – V. 3, No 2. – P. 157–162. – doi: 10.1002/ppp.3430030214.
53. *Strunden J., Ehlers T.A., Brehm D., Nettesheim M.* Spatial and temporal variations in rockfall determined from TLS measurements in a deglaciated valley, Switzerland // *J. Geophys. Res. Earth Surf.* – 2015. – V. 120, No 7. – P. 1251–1273. – doi: 10.1002/2014JF003274.
54. *Mohadjer S., Ehlers T.A., Nettesheim M., Ott M.B., Glotzbach C., Drews R.* Temporal variations in rockfall and rock-wall retreat rates in a deglaciated valley over the past 11 k.y. // *Geology*. – 2020. – V. 48, No 6. – P. 594–598. – doi: 10.1130/G47092.1.
55. *Matsuoka N., Sakai H.* Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods // *Geomorphology*. – 1999. – V. 28, No 3–4. – P. 309–328. – doi: 10.1016/S0169-555X(98)00116-0.
56. *Sass O.* Temporal variability of rockfall in the Bavarian Alps, Germany // *Arct., Antarct. Alp. Res.* – 2005. – V. 37, No 4. – P. 564–573. – doi: 10.1657/1523-0430(2005)037[0564:TVORIT]2.0.CO;2.
57. *Sailer R., Bollmann E., Hoinkes S., Rieg L., Sproß M., Stötter J.* Quantification of geomorphodynamics in glaciated and recently deglaciated terrain based on airborne laser scanning data // *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.* – 2012. – V. 94, No 1. – P. 17–32. – doi: 10.1111/j.1468-0459.2012.00456.x.
58. *Kellerer-Pirklbauer A., Lieb G.K., Avian M., Carrivick J.* Climate change and rock fall events in high mountain areas: Numerous and extensive rock falls in 2007 at Mittlerer Burgstall, Central Austria // *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.* – 2012. – V. 94, No 1. – P. 59–78. – doi: 10.1111/j.1468-0459.2011.00449.x.
59. *McSaveney M.J.* Recent rockfalls and rock avalanches in Mount Cook National Park, New Zealand // *Evans St.G., Degraff J.V. Catastrophic Landslides.* – *Geol. Soc. Am.*, 2002. – P. 35–70. – doi: 10.1130/REG15-p35.
60. *Ravanel L., Allignol F., Deline P., Gruber St., Ravello M.* Rock falls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008 // *Landslides*. – 2010. – V. 7, No 4. – P. 493–501. – doi: 10.1007/s10346-010-0206-z.
61. *André M.-F.* Geomorphic impact of spring avalanches in Northwest Spitsbergen (79° N) // *Permafr. Periglac. Process.* – 1990. – V. 1, No 2. – P. 97–110. – doi: 10.1002/ppp.3430010203.
62. *Heckmann T., Wichmann V., Becht M.* Quantifying sediment transport by avalanches in the Bavarian Alps – first results // *Schmidt K.-H., Vetter Th. (Eds.) Late Quaternary Geomorphodynamics.* – Berlin; Stuttgart: Borntraeger, 2002. – P. 137–152. (*Z. Geomorphol. Suppl.* 127)
63. *Heckmann T., Wichmann V., Becht M.* Sediment transport by avalanches in the Bavarian Alps revisited – A perspective on modelling // *Schmidt K.-H., Becht M., Brunotte E., Eitel B., Schrott L. (Eds.) Geomorphology in Environmental Application.* – Berlin; Stuttgart: Borntraeger, 2005. – P. 11–25. (*Z. Geomorphol. Suppl.* 138)
64. *Sass O., Heel M., Hoinkis R., Wetzel K.-F.* A six-year record of debris transport by avalanches on a wildfire slope (Arnspitze, Tyrol) // *Z. Geomorphol.* – 2010. – V. 54, No 2. – P. 181–193. – doi: 10.1127/0372-8854/2010/0054-0009.
65. *Bell I., Gardner J., De Scally F.* An estimate of snow avalanche debris transport, Kaghan Valley, Himalaya, Pakistan // *Arct. Alp. Res.* – 1990. – V. 22, No 3. – P. 317–321. – doi: 10.2307/1551594.
66. *Freppaz M., Godone D., Filippa G., Maggioni M., Lunardi S., Williams M.W., Zanini E.* Soil erosion caused by snow avalanches: A case study in the Aosta Valley (NW Italy) // *Arct., Antarct. Alp. Res.* – 2010. – V. 42, No 4. – P. 412–421. – doi: 10.1657/1938-4246-42.4.412.

67. *Laute K., Beylich A.A.* Environmental controls and geomorphic importance of a high-magnitude/low-frequency snow avalanche event in Bødalen, Nordfjord, Western Norway // *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.* – 2014. – V. 96, No 4. – P. 465–484. – doi: 10.1111/geoa.12069.
68. *Luckman B.H.* Geomorphic work of snow avalanches in the Canadian Rocky Mountains // *Arct. Alp. Res.* – 1978. – V. 10, No 2. – P. 261–276. – doi: 10.2307/1550759.
69. *Laute K., Beylich A.A.* Morphometric and meteorological controls on recent snow avalanche distribution and activity at hillslopes in steep mountain valleys in western Norway // *Geomorphology.* – 2014. – V. 218. – P. 16–34. – doi: 10.1016/j.geomorph.2013.06.006.
70. *Curry A.M.* Paraglacial modification of slope form // *Earth Surf. Processes Landforms.* – 1999. – V. 24, No 13. – P. 1213–1228. – doi: 10.1002/(SICI)1096-9837(199912)24:13<1213::AID-ESP32>3.0.CO;2-B.
71. *Curry A.M., Cleasby V., Zukowskyj P.* Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-‘Little Ice Age’ glacier recession in the central Swiss Alps // *J. Quat. Sci.* – 2006. – V. 21, No 3. – P. 211–225. – doi: 10.1002/jqs.954.
72. *Dusik J.-M., Neugirg F., Haas F.* Slope wash, gully erosion and debris flows on lateral moraines in the Upper Kaunertal, Austria // *Heckmann T., Morche D. (Eds.) Geomorphology of Proglacial Systems.* – Springer, 2019. – P. 177–196. – doi: 10.1007/978-3-319-94184-4_11.
73. *Godin E., Fortier D.* Geomorphology of a thermo-erosion gully, Bylot Island, Nunavut, Canada // *Can. J. Earth Sci.* – 2012. – V. 49, No 8. – P. 979–986. – doi: 10.1139/E2012-015.
74. *Carrivick J.L., Geilhausen M., Warburton J., Dickson N.E., Carver St.J., Evans A.J., Brown L.E.* Contemporary geomorphological activity throughout the proglacial area of an alpine catchment // *Geomorphology.* – 2013. – V. 188. – P. 83–95. – doi: 10.1016/j.geomorph.2012.03.029.
75. *Morche D., Schmidt K.-H., Sahling I., Herkommer M., Kutschera J.* Volume changes of Alpine sediment stores in a state of post-event disequilibrium and the implications for downstream hydrology and bed load transport // *Nor. Geogr. Tidsskr. – Norw. J. Geogr.* – 2008. – V. 62, No 2. – P. 89–101. – doi: 10.1080/00291950802095079.
76. *Irvine-Fynn T.D.L., Barrand N.E., Porter P.R., Hodson A.J., Murray T.* Recent High-Arctic glacial sediment redistribution: A process perspective using airborne lidar // *Geomorphology.* – 2011. – V. 125, No 1. – P. 27–39. – doi: 10.1016/j.geomorph.2010.08.012.
77. *Baewert H., Morche D.* Coarse sediment dynamics in a proglacial fluvial system (Fagge River, Tyrol) // *Geomorphology.* – 2014. – V. 218. – P. 88–97. – doi: 10.1016/j.geomorph.2013.10.021.
78. *Haas F., Heckmann T., Wichmann V., Becht M.* Quantification and modeling of fluvial bedload discharge from hillslope channels in two alpine catchments (Bavarian Alps, Germany) // *Z. Geomorphol.* – 2011. – V. 55, Suppl. 3. – P. 147–168. – doi: 10.1127/0372-8854/2011/0055S3-0056.

Поступила в редакцию
22.07.2021

Кедич Андрей Игоревич, студент кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета; инженер

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
Ленинские горы, д. 1, г. Москва, 119991, Россия
Институт географии РАН
Старомонетный переулок, д. 29, г. Москва, 119017, Россия
E-mail: kedich22@gmail.com

Голосов Валентин Николаевич, доктор географических наук, ведущий научный сотрудник НИЛ эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева географического факультета; главный научный сотрудник

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
Ленинские горы, д. 1, г. Москва, 119991, Россия
Институт географии РАН
Старомонетный переулок, д. 29, г. Москва, 119017, Россия
E-mail: gollossov@gmail.com

Харченко Сергей Владимирович, кандидат географических наук, старший научный сотрудник кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета; старший научный сотрудник

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
Ленинские горы, д. 1, г. Москва, 119991, Россия
Институт географии РАН
Старомонетный переулок, д. 29, г. Москва, 119017, Россия
E-mail: har4enkoff@yandex.ru

ISSN 2542-064X (Print)
ISSN 2500-218X (Online)

UCHENYE ZAPISKI KAZANSKOGO UNIVERSITETA. SERIYA ESTESTVENNYE NAUKI
(Proceedings of Kazan University. Natural Sciences Series)

2022, vol. 164, no. 1, pp. 109–134

REVIEW ARTICLE

doi: 10.26907/2542-064X.2022.1.109-134

Surface Processes in Mountainous Proglacial Areas: Quantitative Assessments and Their Accuracy

A.I. Kedich^{*}, *V.N. Golosov*^{**}, *S.V. Kharchenko*^{***}

Moscow State University, Moscow, 119991 Russia
Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia
E-mail: ^{*}kedich22@gmail.com, ^{**}gollossov@gmail.com, ^{***}har4enkoff@yandex.ru

Received July 22, 2021

Abstract

This article presents a fundamental review of the most common contemporary methods used for quantitative assessment of geomorphological processes and surface transformation in proglacial areas. Our research is particularly relevant due to the significant climate change, which has taken place since the end of the Little Ice Age: its influence has been widespread in polar and mountainous proglacial regions, thereby resulting in the formation of “young” and highly dynamic proglacial areas. For such territories, of special interest is quantitative evaluation of their terrain transformation under various geomorphic processes. Here we compared different methods for their accuracy and applicability to various exogenic processes and spatial coverage. Detailed attention was given to terrestrial and airborne laser scanning (TLS, ALS), satellite radar interferometry (InSAR), elevation modeling using aerial and satellite images, and 3D surface reconstruction based on drone images (Structure from Motion, SfM). The main advantage of the above-listed methods is that they yield highly accurate quantitative results for areas of varying sizes, from individual points to whole proglacial basins. Their major weakness is the inability to measure and specify the contribution of each process taken alone to the overall surface transformation. To solve this problem, we suggested that all the methods should be combined with the ground-based ones (using benchmarks or sediment traps). As an example, the surface transformation of the buried ice outcrop located in the lower part of the lateral moraine within the Djankuat River catchment area (Central Caucasus) was assessed. Following an extreme event, the volume of the displaced material was 1880 m³ during the 2-day interval (the average displaced layer was 0.47 m), as compared to the displacement of 6330 m³

during the annual interval (the average displacement for the whole area was 1.6 m). This example demonstrates that certain extreme events may determine the proglacial terrain features.

Keywords: proglacial area, surface processes, remote sensing, quantitative assessment, drones

Acknowledgments. This study was supported by the Russian Science Foundation (project no. 19-17-00181, sect. 1, 3, and 4) and performed as part of the research project on state assignment no. 121051100166-4 to the Faculty of Geography of Moscow State University (sec. 2).

Figure Captions

Fig. 1. Major relief-forming processes in the proglacial areas.

Fig. 2. Part of the lateral moraine within the Djankuat River valley.

Fig. 3. Nomogram showing the accuracy of estimation of the linear and volumetric changes in relief elements using remote sensing and various field methods.

Fig. 4. Schematic representation of the accuracy and coverage ratio for the main remote sensing methods: dGPS – differential Global Positioning System; TLS – terrestrial laser scanning; ALS – airborne laser scanning; SfM – 3D surface reconstruction based on drone images; InSAR – satellite radar interferometry; AAP – using archival aerial photographs for digital terrain modeling.

Fig. 5. Position of the sites re-surveyed using drone imaging on the general orthophotomap of the upper part of the Djankuat River valley. Red-colored line – a large region at the base of the moraine; green-colored line – a small region with the open glacial wall (see Fig. 6 for details).

Fig. 6. Relief transformation in the area of dead ice outcrops: *a* – the site re-surveyed using drone imaging; *b* – orthophotomap of the initial surface (August 18, 2020); *c* – orthophotomap of the resulting surface (August 20, 2020); *d* – height gradients.

References

1. Cossart E., Fort M. Sediment release and storage in early deglaciated areas: Towards an application of the exhaustion model from the case of Massif des Écrins (French Alps) since the Little Ice Age. *Nor. Geogr. Tidsskr.*, 2008, vol. 62, no. 2, pp. 115–131. doi: 10.1080/00291950802095145.
2. Seppi R., Zanoner T., Carton A., Bondesan A., Francese R., Carturan L., Zumiani M., Giorgi M., Ninfo A. Current transition from glacial to periglacial processes in the Dolomites (South-Eastern Alps). *Geomorphology*, 2014, vol. 228, pp. 71–86. doi: 10.1016/j.geomorph.2014.08.025.
3. Colombo N., Paro L., Godone D., Fratianni S. Geomorphology of the Hohsand basin (Western Italian Alps). *J. Maps*, 2016, vol. 12, no. 5, pp. 975–978. doi: 10.1080/17445647.2015.1105762.
4. Westoby M.J., Brasington J., Glasser N.F., Hambrey M.J., Reynolds J.M. “Structure-from-Motion” photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 2012, vol. 179, pp. 300–314. doi: 10.1016/j.geomorph.2012.08.021.
5. Carrivick J.L., Heckmann T. Short-term geomorphological evolution of proglacial systems. *Geomorphology*, 2017, vol. 287, pp. 3–28. doi: 10.1016/j.geomorph.2017.01.037.
6. Delaney I., Bauder A., Huss M., Weidmann Y. Proglacial erosion rates and processes in a glacierized catchment in the Swiss Alps. *Earth Surf. Processes Landforms*, 2018, vol. 43, no. 4, pp. 765–778. doi: 10.1002/esp.4239.
7. Slaymaker O. Criteria to distinguish between periglacial, proglacial and paraglacial environments. *Quaest. Geogr.*, 2011, vol. 30, no. 1, pp. 85–94. doi: 10.2478/v10117-011-0008-y.
8. Heckmann T., Morche D. (Eds.) *Geomorphology of Proglacial Systems: Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciated Alpine Landscapes*. Springer, 2019. 367 p. doi: 10.1007/978-3-319-94184-4.
9. Paul F., Bolch T. Glacier Changes since the Little Ice Age. In: Heckmann T., Morche D. (Eds.) *Geomorphology of Proglacial Systems Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciated Alpine Landscapes*. Springer, 2019, pp. 23–42. doi: 10.1007/978-3-319-94184-4_2.
10. Legg N.T., Meigs A.J., Grant G.E., Kennard P. Debris flow initiation in proglacial gullies on Mount Rainier, Washington. *Geomorphology*, 2014, vol. 226, pp. 249–260. doi: 10.1016/j.geomorph.2014.08.003.

11. Staines K.E.H., Carrivick J.L., Tweed F.S., Evans A.J., Russell A.J., Jóhannesson T., Roberts M. A multi-dimensional analysis of pro-glacial landscape change at Sólheimajökull, southern Iceland. *Earth Surf. Processes Landforms*, 2015, vol. 40, no. 6, pp. 809–822. doi: 10.1002/esp.3662.
12. Knight J., Harrison S. Mountain glacial and paraglacial environments under global climate change: Lessons from the past, future directions and policy implications. *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.*, 2014, vol. 96, no. 3, pp. 245–264. doi: 10.1111/geoa.12051.
13. Tielidze L.G., Solomina O.N., Jomelli V., Dolgova E.A., Bushueva I.S., Mikhaleiko V.N., Brauche R., ASTER T. Change of Chalaati Glacier (Georgian Caucasus) since the Little Ice Age based on dendrochronological and Beryllium-10 data. *Ice Snow*, 2020, vol. 60, no. 3, pp. 453–470. doi: 10.31857/S2076673420030052.
14. Pogorelov A.V., Boyko E.S., Petrakov D.A., Kiselev E.N. Fluctuations of the Fisht Glacier (West Caucasus) over 1909–2015. *Ice Snow*, 2017, vol. 57, pp. 498–506. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-498-506.
15. Warburton J. Energetics of alpine proglacial geomorphic processes. *Trans. Inst. Brit. Geogr.*, 1993, vol. 18, no. 2, pp. 197–206. doi: 10.2307/622362.
16. Tsyplenkov A., Vanmaercke M., Golosov V., Chalov S. Suspended sediment budget and intra-event sediment dynamics of a small glaciated mountainous catchment in the Northern Caucasus. *J. Soils Sediments*, 2020, vol. 20, no. 8, pp. 3266–3281. doi: 10.1007/s11368-020-02633-z.
17. Popovnin V.V., Rezepkin A.A., Tielidze L.G. Superficial moraine expansion on the Djankuat Glacier snout over the direct glaciological monitoring period. *Earth's Cryos.*, 2015, vol. 19, no. 1, P. 79–87.
18. Vehling L., Rohn J., Moser M. Quantification of small magnitude rockfall processes at a proglacial high mountain site, Gepatsch glacier (Tyrol, Austria). *Z. Geomorphol.*, 2016, vol. 60, suppl. 1, pp. 93–108. doi: 10.1127/zfg_suppl/2015/S-00184.
19. Luckman B.H. The geomorphic activity of snow avalanches. *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.*, 1977, vol. 59, nos. 1–2, pp. 31–48. doi: 10.1080/04353676.1977.11879945.
20. Matsuoka N., Ikeda A., Date T. Morphometric analysis of solifluction lobes and rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost Periglacial Processes*, 2005, vol. 16, no. 1, pp. 99–113. doi: 10.1002/ppp.517.
21. Kellerer-Pirklbauer A., Delaloye R., Lambiel Ch., Gärtner-Roer I., Kaufmann V., Scapozza C., Krainer K., Staub B., Thibert E., Bodin X., Fischer A., Hartl L., di Cella U.M., Mair V., Marcer M., Schoeneich Ph. Interannual variability of rock glacier flow velocities in the European Alps. *Proc. EUCOP5 5th Eur. Conf. on Permafrost*, 2018, vol. 23, pp. 396–397.
22. Kos A., Amann F., Strozzi T., Delaloye R., Ruetten J., Springman S. Contemporary glacier retreat triggers a rapid landslide response, Great Aletsch Glacier, Switzerland. *Geophys. Res. Lett.*, 2016, vol. 43, no. 24, pp. 12,466–12,474. doi: 10.1002/2016GL071708.
23. Schürch P., Densmore A.L., Rosser N.J., Lim M., McArdeil B.W. Detection of surface change in complex topography using terrestrial laser scanning: Application to the Illgraben debris-flow channel. *Earth Surf. Processes Landforms*, 2011, vol. 36, no. 14, pp. 1847–1859. doi: 10.1002/esp.2206.
24. Bremer M., Sass O. Combining airborne and terrestrial laser scanning for quantifying erosion and deposition by a debris flow event. *Geomorphology*, 2012, vol. 138, no. 1, pp. 49–60. doi: 10.1016/j.geomorph.2011.08.024.
25. Micheletti N., Lane S.N., Chandler J.H. Application of archival aerial photogrammetry to quantify climate forcing of alpine landscapes. *Photogramm. Rec.*, 2015, vol. 30, no. 150, pp. 143–165. doi: 10.1111/phor.12099.
26. Rott H., Scheuchl B., Siegel A., Grasemann B. Monitoring very slow slope movements by means of SAR interferometry: A case study from a mass waste above a reservoir in the Ötztal Alps, Austria. *Geophys. Res. Lett.*, 1999, vol. 26, no. 11, pp. 1629–1632. doi: 10.1029/1999GL900262.
27. Delaloye R., Morard S., Barbois C., Abbet D., Gruber V., Riedo M., Gachet S. Rapidly moving rock glaciers in Mattertal. In: Graf C. (Ed.) *Mattertal – ein Tal in Bewegung*. Eidg. Forschungsanst. Wald, Schnee Landschaft WSL, 2013, pp. 21–31.

28. Biggs J., Wright T.J. How satellite InSAR has grown from opportunistic science to routine monitoring over the last decade. *Nat. Commun.*, 2020, vol. 11, no. 1, art. 3863, pp. 1–4. doi: 10.1038/s41467-020-17587-6.
29. Lambiel C., Delaloye R., Strozzi T., Lugon R., Raetzo H. ERS InSAR for assessing rock glacier activity. *Proc. 9th Int. Conf. on Permafrost, Fairbanks, Alaska, USA*, 2008, vol. 1, pp. 1019–1025.
30. Kociuba W. Assessment of sediment sources throughout the proglacial area of a small Arctic catchment based on high-resolution digital elevation models. *Geomorphology*, 2017, vol. 287, pp. 73–89. doi: 10.1016/j.geomorph.2016.09.011.
31. Eriksen H.Ø., Lauknes T.R., Larsen Y., Dehls J.F., Grydeland T., Bunkholt H. Satellite and ground-based interferometric radar observations of an active rockslide in Northern Norway. In: *Engineering Geology for Society and Territory*. Vol. 5: Urban geology, sustainable planning and landscape exploitation. Springer, 2015, pp. 167–170. doi: 10.1007/978-3-319-09048-1_33.
32. Resop J.P., Lehmann L., Hession W.C. Drone laser scanning for modeling riverscape topography and vegetation: Comparison with traditional aerial lidar. *Drones*, 2019, vol. 3, no. 2, art. 35, pp. 1–15. doi: 10.3390/drones3020035.
33. Lenzi M.A., Mao L., Comiti F. Interannual variation of suspended sediment load and sediment yield in an alpine catchment. *Hydrol. Sci. J.*, 2003, vol. 48, no. 6, pp. 899–915. doi: 10.1623/hysj.48.6.899.51425.
34. Tentschert E. Das Langzeitverhalten der Sackungshänge im Speicher Gepatsch (Tirol, Österreich). *Felsbau*. Essen, Glückauf, 1998, Bd. 16, H. 3, S. 194–200. (In German)
35. Beylich A.A. Geomorphology, sediment budget, and relief development in Austdalur, Austfirðir, East Iceland. *Arct., Antarct. Alp. Res.*, 2000, vol. 32, no. 4, pp. 466–477. doi: 10.1080/15230430.2000.12003391.
36. Matsuoka N. Solifluction rates, processes and landforms: A global review. *Earth-Sci. Rev.*, 2001, vol. 55, nos. 1–2, pp. 107–134. doi: 10.1016/S0012-8252(01)00057-5.
37. Matsuoka N. Solifluction and mudflow on a limestone periglacial slope in the Swiss Alps: 14 years of monitoring. *Permafrost Periglacial Processes*, 2010, vol. 21, no. 3, pp. 219–240. doi: 10.1002/ppp.678.
38. Oppikofer T., Jaboyedoff M., Keusen H.-R. Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps. *Nat. Geosci.*, 2008, vol. 1, no. 8, pp. 531–535. doi: 10.1038/ngeo258.
39. Strozzi T., Delaloye R., Kääb A., Ambrosi C., Perruchoud E., Wegmüller U. Combined observations of rock mass movements using satellite SAR interferometry, differential GPS, airborne digital photogrammetry, and airborne photography interpretation. *J. Geophys. Res.*, 2010, vol. 115, no. F1, art. F01014, pp. 1–11. doi: 10.1029/2009JF001311.
40. Vehling L., Baewert H., Glira P., Moser M., Rohn J., Morche D. Quantification of sediment transport by rockfall and rockslide processes on a proglacial rock slope (Kaunertal, Austria). *Geomorphology*, 2017, vol. 287, pp. 46–57. doi: 10.1016/j.geomorph.2016.10.032.
41. Micheletti N., Lambiel C., Lane S.N. Investigating decadal-scale geomorphic dynamics in an alpine mountain setting. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 2015, vol. 120, no. 10, pp. 2155–2175. doi: 10.1002/2015JF003656.
42. Kellerer-Pirklbauer A., Kaufmann V. About the relationship between rock glacier velocity and climate parameters in central Austria. *Austrian J. Earth Sci.*, 2012, vol. 105, no. 2, pp. 94–112.
43. Kenner R., Bühler Y., Delaloye R., Ginzler C., Phillips M. Monitoring of high alpine mass movements combining laser scanning with digital airborne photogrammetry. *Geomorphology*, 2014, vol. 206, pp. 492–504. doi: 10.1016/j.geomorph.2013.10.020.
44. Ødegård R.S., Isaksen K., Eiken T., Ludvig Sollid J. Terrain analyses and surface velocity measurements of the Hiorthfjellet rock glacier, Svalbard. *Permafrost Periglacial Processes*, 2003, vol. 14, no. 4, pp. 359–365. doi: 10.1002/ppp.467.
45. Liu L., Millar C.I., Westfall R.D., Zebker H.A. Surface motion of active rock glaciers in the Sierra Nevada, California, USA: Inventory and a case study using InSAR. *Cryosphere*, 2013, vol. 7, no. 4, pp. 1109–1119. doi: 10.5194/tc-7-1109-2013.
46. Francou B., Reynaud L. 10 year surficial velocities on a rock glacier (Laurichard, French Alps). *Permafrost Periglacial Processes*, 1992, vol. 3, no. 3, pp. 209–213. doi: 10.1002/ppp.3430030306.

47. Whalley W.B., Palmer C.F., Hamilton S.J., Martin H.E. An assessment of rock glacier sliding using seventeen years of velocity data: Nautárdalur rock glacier, North Iceland. *Arct. Alp. Res.*, 1995, vol. 27, no. 4, pp. 345–351. doi: 10.2307/1552027.
48. Berthling I., Etzelmüller B., Eiken T., Sollid J.L. Rock glaciers on Prins Karls Forland, Svalbard. I: internal structure, flow velocity and morphology. *Permafrost Periglacial Processes*, 1998, vol. 9, no. 2, pp. 135–145. doi: 10.1002/(SICI)1099-1530(199804/06)9:2<135::AID-PPP284>3.0.CO;2-R.
49. Potter Jr. N., Steig E., Clark D., Speece M., Clark G., Updike A.B. Galena Creek rock glacier revisited – new observations on an old controversy. *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.*, 1998, vol. 80, nos. 3–4, pp. 251–265. doi: 10.1111/j.0435-3676.1998.00041.x.
50. Berthling I., Etzelmüller B. Holocene rockwall retreat and the estimation of rock glacier age, Prins Karls Forland, Svalbard. *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.*, 2007, vol. 89, no. 1, pp. 83–93. doi: 10.1111/j.1468-0459.2007.00309.x.
51. Bodin X., Thibert E., Fabre D., Ribolini A., Schoeneich P., Francou B., Reynaud L., Fort M. Two decades of responses (1986–2006) to climate by the Laurichard rock glacier, French Alps. *Permafrost Periglacial Processes*, 2009, vol. 20, no. 4, pp. 331–344. doi: 10.1002/ppp.665.
52. Wagner S. Creep of alpine permafrost, investigated on the murtel rock glacier. *Permafrost Periglacial Processes*, 1992, vol. 3, no. 2, pp. 157–162. doi: 10.1002/ppp.3430030214.
53. Strunden J., Ehlers T.A., Brehm D., Nettesheim M. Spatial and temporal variations in rockfall determined from TLS measurements in a deglaciated valley, Switzerland. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 2015, vol. 120, no. 7, pp. 1251–1273. doi: 10.1002/2014JF003274.
54. Mohadjer S., Ehlers T.A., Nettesheim M., Ott M.B., Glotzbach C., Drews R. Temporal variations in rockfall and rock-wall retreat rates in a deglaciated valley over the past 11 k.y. *Geology*, 2020, vol. 48, no. 6, pp. 594–598. doi: 10.1130/G47092.1.
55. Matsuoka N., Sakai H. Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. *Geomorphology*, 1999, vol. 28, nos. 3–4, pp. 309–328. doi: 10.1016/S0169-555X(98)00116-0.
56. Sass O. Temporal variability of rockfall in the Bavarian Alps. *Arct., Antarct. Alp. Res.*, 2005, vol. 37, no. 4, pp. 564–573. doi: 10.1657/1523-0430(2005)037[0564:TVORIT]2.0.CO;2.
57. Sailer R., Bollmann E., Hoinkes S., Rieg L., Sproß M., Stötter J. Quantification of geomorphodynamics in glaciated and recently deglaciated terrain based on airborne laser scanning data. *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.*, 2012, vol. 94, no. 1, pp. 17–32. doi: 10.1111/j.1468-0459.2012.00456.x.
58. Kellerer-Pirklbauer A., Lieb G.K., Avian M., Carrivick J. Climate change and rock fall events in high mountain areas: Numerous and extensive rock falls in 2007 at Mittlerer Burgstall, Central Austria. *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.*, 2012, vol. 94, no. 1, pp. 59–78. doi: 10.1111/j.1468-0459.2011.00449.x.
59. McSaveney M.J. Recent rockfalls and rock avalanches in Mount Cook National Park, New Zealand. In: Evans St.G., Degraff J.V. *Catastrophic Landslides*. Geol. Soc. Am., 2002, pp. 35–70. doi: 10.1130/REG15-p35.
60. Ravanel L., Allignol F., Deline P., Gruber St., Ravello M. Rock falls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008. *Landslides*, 2010, vol. 7, no. 4, pp. 493–501. doi: 10.1007/s10346-010-0206-z.
61. André M.-F. Geomorphic impact of spring avalanches in Northwest Spitsbergen (79° N). *Permafrost Periglacial Processes*, 1990, vol. 1, no. 2, pp. 97–110. doi: 10.1002/ppp.3430010203.
62. Heckmann T., Wichmann V., Becht M. Quantifying sediment transport by avalanches in the Bavarian Alps – first results. In: Schmidt K.-H., Vetter Th. (Eds.) *Late Quaternary Geomorphodynamics*. Berlin, Stuttgart, Borntraeger, 2002, pp. 137–152. *Z. Geomorphol.*, suppl. 127.
63. Heckmann T., Wichmann V., Becht M. Sediment transport by avalanches in the Bavarian Alps revisited – A perspective on modelling. In: Schmidt K.-H., Becht M., Brunotte E., Eitel B., Schrott L. (Eds.) *Geomorphology in Environmental Application*. Berlin, Stuttgart, Borntraeger, 2005, pp. 11–25. *Z. Geomorphol.*, suppl. 138.
64. Sass O., Heel M., Hoinkis R., Wetzel K.-F. A six-year record of debris transport by avalanches on a wildfire slope (Arnspitze, Tyrol). *Z. Geomorphol.*, 2010, vol. 54, no. 2, pp. 181–193. doi: 10.1127/0372-8854/2010/0054-0009.
65. Bell I., Gardner J., De Scally F. An estimate of snow avalanche debris transport, Kaghan Valley, Himalaya, Pakistan. *Arct. Alp. Res.*, 1990, vol. 22, no. 3, pp. 317–321. doi: 10.2307/1551594.

66. Freppaz M., Godone D., Filippa G., Maggioni M., Lunardi S., Williams M.W., Zanini E. Soil erosion caused by snow avalanches: A case study in the Aosta Valley (NW Italy). *Arct., Antarct. Alp. Res.*, 2010, vol. 42, no. 4, pp. 412–421. doi: 10.1657/1938-4246-42.4.412.
67. Laute K., Beylich A.A. Environmental controls and geomorphic importance of a high-magnitude/low-frequency snow avalanche event in Bødalen, Nordfjord, Western Norway. *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.*, 2014, vol. 96, no. 4, pp. 465–484. doi: 10.1111/geoa.12069.
68. Luckman B.H. Geomorphic work of snow avalanches in the Canadian Rocky Mountains. *Arct. Alp. Res.*, 1978, vol. 10, no. 2, pp. 261–276. doi: 10.2307/1550759.
69. Laute K., Beylich A.A. Morphometric and meteorological controls on recent snow avalanche distribution and activity at hillslopes in steep mountain valleys in western Norway. *Geomorphology*, 2014, vol. 218, pp. 16–34. doi: 10.1016/j.geomorph.2013.06.006.
70. Curry A.M. Paraglacial modification of slope form. *Earth Surf. Processes Landforms*, 1999, vol. 24, no. 13, pp. 1213–1228. doi: 10.1002/(SICI)1096-9837(199912)24:13<1213::AID-ESP32>3.0.CO;2-B.
71. Curry A.M., Cleasby V., Zukowskyj P. Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-'Little Ice Age' glacier recession in the central Swiss Alps. *J. Quat. Sci.*, 2006, vol. 21, no. 3, pp. 211–225. doi: 10.1002/jqs.954.
72. Dusik J.-M., Neugirg F., Haas F. Slope wash, gully erosion and debris flows on lateral moraines in the Upper Kaunertal, Austria. In: Heckmann T., Morche D. (Eds.) *Geomorphology of Proglacial Systems*. Springer, 2019, pp. 177–196. doi: 10.1007/978-3-319-94184-4_11.
73. Godin E., Fortier D. Geomorphology of a thermo-erosion gully, Bylot Island, Nunavut, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 2012, vol. 49, no. 8, pp. 979–986. doi: 10.1139/E2012-015.
74. Carrivick J.L., Geilhausen M., Warburton J., Dickson N.E., Carver St.J., Evans A.J., Brown L.E. Contemporary geomorphological activity throughout the proglacial area of an alpine catchment. *Geomorphology*, 2013, vol. 188, pp. 83–95. doi: 10.1016/j.geomorph.2012.03.029.
75. Morche D., Schmidt K.-H., Sahling I., Herkommer M., Kutschera J. Volume changes of Alpine sediment stores in a state of post-event disequilibrium and the implications for downstream hydrology and bed load transport. *Nor. Geogr. Tidsskr. – Norw. J. Geogr.*, 2008, vol. 62, no. 2, pp. 89–101. doi: 10.1080/00291950802095079.
76. Irvine-Fynn T.D.L., Barrand N.E., Porter P.R., Hodson A.J., Murray T. Recent High-Arctic glacial sediment redistribution: A process perspective using airborne lidar. *Geomorphology*, 2011, vol. 125, no. 1, pp. 27–39. doi: 10.1016/j.geomorph.2010.08.012.
77. Baewert H., Morche D. Coarse sediment dynamics in a proglacial fluvial system (Fagge River, Tyrol). *Geomorphology*, 2014, vol. 218, pp. 88–97. doi: 10.1016/j.geomorph.2013.10.021.
78. Haas F., Heckmann T., Wichmann V., Becht M. Quantification and modeling of fluvial bedload discharge from hillslope channels in two alpine catchments (Bavarian Alps, Germany). *Z. Geomorphol.*, 2011, vol. 55, suppl. 3, pp. 147–168. doi: 10.1127/0372-8854/2011/0055S3-0056.

Для цитирования: Кедич А.И., Голосов В.Н., Харченко С.В. Экзогенные процессы в прогляциальных зонах гор: количественные оценки и их точность // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. – 2022. – Т. 164, кн. 1. – С. 109–134. – doi: 10.26907/2542-064X.2022.1.109-134.

For citation: Kedich A.I., Golosov V.N., Kharchenko S.V. Surface processes in mountainous proglacial areas: Quantitative assessments and their accuracy. *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennye Nauki*, 2022, vol. 164, no. 1, pp. 109–134. doi: 10.26907/2542-064X.2022.1.109-134. (In Russian)