

УДК 552.14:552.521:552.574:552.53

ТИПЫ КАТАГЕНЕТИЧЕСКИХ ТРАНСФОРМАЦИЙ В СТРАТИСФЕРЕ И ОСАДОЧНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В.Н. Холодов

Аннотация

В статье рассматриваются элизионные процессы, связанные с катагенетическими преобразованиями пластических осадочных пород в условиях закрытых физико-химических систем. Выделяются три типа элизионных преобразований, соответствующих уплотнению глин, углей и эвапоритов, и анализируются механизмы их трансформации.

Ключевые слова: стратисфера, элизионные процессы, диагенез, катагенез, флюиды, минерализация.

Осадочная оболочка Земли (стратисфера), включающая в себя наряду с осадочными вулканогенно-осадочные отложения, обладает рядом характерных особенностей. Важнейшим из них является то обстоятельство, что с течением геологического времени она наращивается сверху, а нижние ее части соответственно погружаются вглубь планеты, в область высоких температур и давлений.

Вторая характерная черта стратисферы заключается в том, что ее слагают как пластичные, так и жесткие породы. К пластичным породам относятся глины, угли, эвапориты, черные сланцы, торфы, мергели, некоторые известняки. К жестким породам принадлежат пески, песчаники, гравелиты, конгломераты, некоторые известняки и кремниевые породы.

Первая группа пород чутко реагирует на погружение, интенсивно уплотняется, трансформируется и становится источником разнородных флюидов – жидких и газообразных.

Вторая группа пород сохраняет пористость, стабилизирует свое поровое пространство и превращается в арену перемещения флюидов, конкурируя в этом отношении с тектоническими разломами и зонами трещиноватости. Именно таким образом в нижних частях стратисферы создаются области сверхвысоких пластовых давлений (СВПД), своеобразные компрессоры, под действием которых осуществляется центростремительное движение флюидов и разжиженных масс к дневной поверхности, а во впадинах – от их центра к периферии.

По предложению ряда гидрогеологов (А.А. Карцев, Б.А. Басков, С.Б. Вагин, А.К. Лисицин и др.) такие системы трансформации и фазовых изменений осадочного материала на больших глубинах были названы элизионными системами; они являются антиподами инфильтрационных систем и отражают саморазвитие осадочных и вулканогенно-осадочных образований на больших глубинах.

Характерно, что механизм фазовых преобразований, определяющих появление сверхвысоких пластовых давлений в элизионных системах, в значительной степени зависит от литолого-петрографических и геохимических особенностей пластических пород; совершенно очевидно, что этот механизм по-разному осуществляется в глинистых толщах, угленосных отложениях и эвапоритах.

В этом сообщении мы и попытаемся рассмотреть важнейшие особенности фазовых трансформаций в этих трех различных случаях.

Элизионные процессы, связанные с вторичными преобразованиями глинистых толщ

В ряде предшествующих работ нами были детально исследованы катагенетические явления, распространенные в мезозойско-кайнозойских отложениях Северного Предкавказья [62, 69–73, 75–70, 82–85]; они могут служить своеобразным эталоном элизионного катагенеза. На примере разреза р. Сулак и разрезов Кубанских сверхглубоких скважин СГС-1 и СГС-2, пробуренных в окрестностях станицы Апинской, 70 км от г. Краснодара (рис. 1, *а*, *б*), были изучены изменения состава глинистых минералов в систематически отобранных пробах, охватывающих стратиграфический интервал от мезозоя до квартера. Оказалось, что в глинистых толщах этих разрезов можно выделить три зоны, сменяющие друг друга сверху вниз: 1) зона широкого распространения смектита в сочетании с гидрослюдой модификации Md, а также хлорита и каолинита; в Сулакском разрезе она простирается до глубины 3.7 км, а в Кубанском – до 3 км; 2) зона уменьшения содержания смектита и появления смешанослойных структур; на Сулаке она занимает интервал в 0.5 км, на Кубани – 0.4–0.5 км; 3) ниже располагается зона преимущественного развития гидрослюды модификации $2M_1 > 1M$.

На глубинах, соответствующих, по-видимому, началу процесса гидрослюдизации глин, располагается также главная фаза нефтеобразования (ГФН), что подтверждается множественными мелкими трещинами, содержащими вторичные битумоиды.

Процесс дегидратации и дебитумизации глин сопровождается, вероятно, формированием СВПД, оказывающих огромное влияние на всю флюидодинамику элизионных систем Предкавказья.

Предполагаемый механизм дегидратации (и дефлюидизации) глин, образования зон разуплотнения и СВПД представлен на рис. 2 *а*, *б*; более подробно он был рассмотрен в предыдущих публикациях [62, 72–74]. На рисунке слева показана та микроситуация, которая возникает в глинах, когда блоки смектитовой фазы формируют иллитовые образования и выделяют кристаллизационную воду на уровне критических температур и давлений; при этом уменьшается объем блоков глины и возрастает ее пористость, что и соответствует зоне разуплотнения. В этой зоне происходит структурная перестройка породы – беспорядочно ориентированные микроблоки глины и терригенные обломки, взвешенные в жидкой фазе, переориентируются перпендикулярно вектору давления и формируют сланцеватую отдельность.

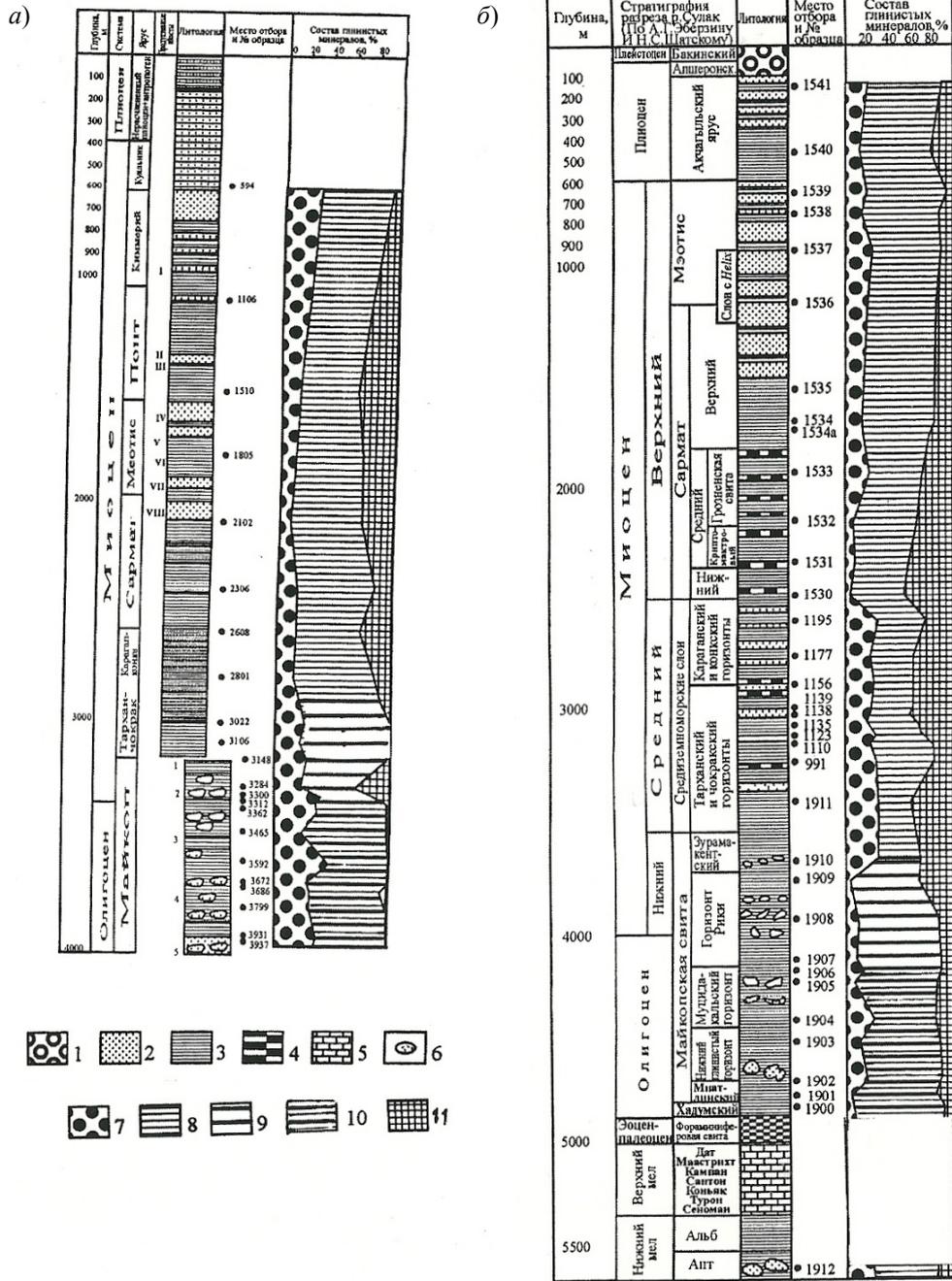


Рис. 1. Катагенетические преобразования глинистых минералов в разрезах Предкавказья: а) мезозойско-кайнозойские отложения р. Сулак (Восточное Предкавказье); б) кайнозойские отложения сверхглубинной скважины Кубани (Западное Предкавказье). Литологический состав: 1 – конгломераты, 2 – песчаники, 3 – глины, 4 – мергели, 5 – известняки и доломиты, 6 – конкреции; состав глинистых минералов: 7 – хлорит и каолинит, 8 – гидрослюда модификации Md, 9 – смешанослойные образования, 10 – гидрослюда $2M_1 > 1M$, 11 – смектит

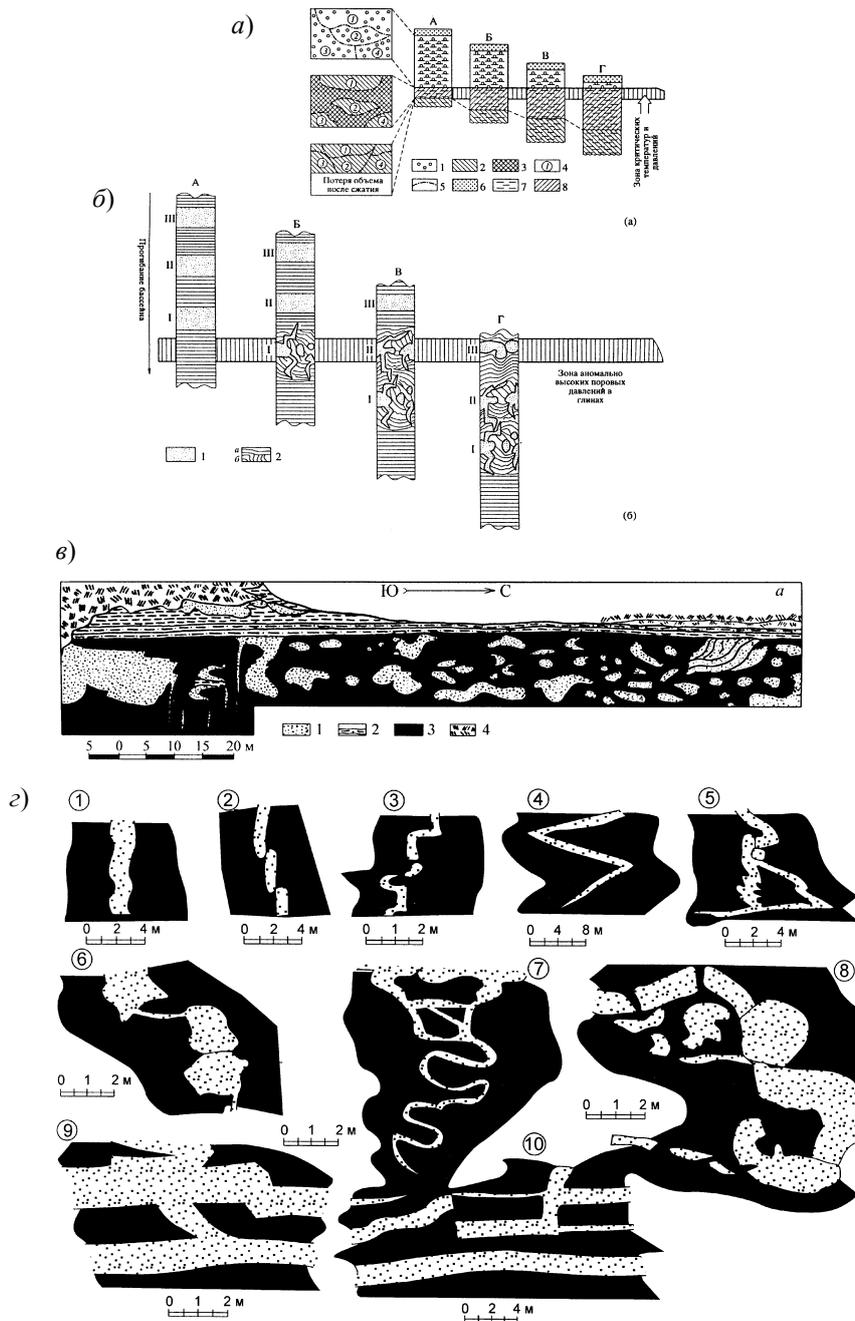


Рис. 2. Механизм формирования и формы песчаного диапиризма в кайнозойских толщах Предкавказья: а) схема образования зон разуплотнения и СВПД в глинах: 1 – монтмориллоновая глина, 2 – гидрослюдистая глина, 3 – кристаллизационная вода в порах зоны разуплотнения, 4 – микроблоки глинистого материала, 5 – границы микроблоков, 6 – песчаник, 7 – глина, 8 – формирующаяся зона разуплотнения и СВПД. б) схема образования текстур песчаного диапиризма (кластических даек и горизонтов с включениями): 1 – песчаники, 2 – глины: а – нормально залегающие, б – деформированные; I, II, III – пласты песчаников в глинах. А, Б, В, Г – положение разреза по отношению к зоне гидрослюдизации и СВПД. в) строение «горизонтов с включениями»: 1 – песчаник, 2 – мергель, 3 – глина, 4 – почвенный покров; г) формы песчаных кластических даек

Еще ниже вновь образованные блоки иллитового материала сближаются под действием возросшего геостатического давления и вся масса поровой воды отжимается вверх, в зону начального разуплотнения. Иллитовая глина уплотняется, а в вышележащей зоне возникают и усиливаются высокие пластовые давления (начальные СВПД).

Следует подчеркнуть, что предлагаемая на рис. 2, *a* принципиальная схема процесса катагенетического преобразования глин, во многом навеянная работами Дж. Берста и М. Пауэрса, несколько идеализирована; исследования минералогов и кристаллохимиков показывают, что иллитизация обычно осуществляется на фоне упорядоченной структуры глин, а возникновение смешанослойных фаз протекает не одноактно, а в несколько стадий [17, 99]. Тем не менее общая принципиальная картина взаимодействия глинистой фазы и воды остается, по нашему мнению, без существенных изменений.

Как хорошо видно в правой части рис. 2, *a*, *b*, мощности зон обводнения, разуплотнения и аномальных пластовых давлений в значительной степени зависят от расположения погружающейся глинистой толщи по отношению к зоне критических температур и давлений. В самом начале этого процесса (положения I и II) мощность и интенсивность проявления СВПД сравнительно невелики, но по мере того как опускающаяся вглубь стратисферы глинистая смектитовая толща все больше охватывается иллитизацией (положения III и IV), возрастают мощности области разуплотнения и величина СВПД в глинах.

Рост гидростатического давления завершается только тогда, когда в зону критических термодинамических показателей опускаются либо вышележащий пласт-коллектор (рис. 2, *b*), либо система тектонических нарушений, способных дренировать обводнившуюся глину. Тогда поровые воды глин, накопившиеся в пределах зоны разуплотнения, устремляются в поровое пространство песков или песчаников, превращают их в пльвуны, деформируют их или уходят по трещинам, а пластовые давления в глинах резко падают. СВПД превращаются в нормальные поровые давления глин, характерные для данных глубин.

Не вызывает сомнения, что в этих процессах принимают участие новообразованные нефть и газ; превращение твердого органического вещества в жидкую нефть или газообразные углеводороды, как правило, сопровождается увеличением давления. Напомним, что в закрытой физико-химической системе глинистых толщ органическое вещество с удельным весом $1.8\text{--}2.0\text{ г/см}^3$ под действием термолитиза превращается в жидкую нефть с удельным весом в $0.83\text{--}0.96\text{ г/см}^3$ и даже в газ – $0.65\text{--}0.75\text{ г/см}^3$; естественно, что это приводит к увеличению пластовых давлений, частичному растворению газа в нефти, а нефти и газа в водах и усилению разуплотнения глин.

Схема преобразования рассеянного в глинах органического вещества изображена на рис. 3; она неоднократно описывалась нами в предшествующих публикациях ([69, 78] и др.), была обоснована в работах Н.Б. Вассоевича, С.Г. Неручева, Л.А. Назаркина, А.А. Трофимука, А.Э. Конторовича и других нефтяников и легла в основу построения осадочно-миграционной теории нефтеобразования.

В целом общее давление (СВПД) элизионной системы в глинистых нефтематеринских толщах описывается формулой:

$$P_{\text{эл}} = P_{\text{дег}} + P_{\text{н}} + P_{\text{г}},$$

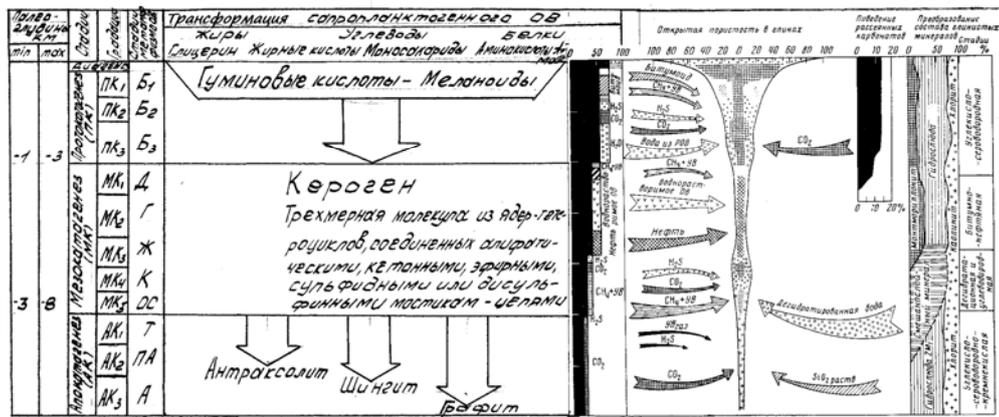


Рис. 3. Катагенетические преобразования рассеянного в глинах органического вещества, рассеянных карбонатов и глинистых минералов

где $P_{\text{дег}}$ определяется как давление второй стадии дегидратации глин и фазового перехода смектита в иллит и смешанослойные материалы; P_n – давление, возникающее в результате фазового перехода твердого органического вещества в жидкую нефть; P_g – давление, возникающее за счет перехода твердого органического вещества в газовую фазу.

Зоны СВПД захватывают петрографически различные группы осадочных пород и по тектоническим разломам и пластам-коллекторам (путем перемещения газодонных и нефтяных флюидов) оказывают влияние на вышележащие гидрогеологические этажи.

Своеобразными «следами» сбрасывания СВПД в песчано-глинистых толщах являются «горизонты с включениями», кластические дайки, песчаные диапиры и грязевые вулканы. Примеры таких деформаций песчаных горизонтов приводятся на рис. 2, в, г. Любопытно, что в Предкавказье эти преобразования распространены в стратиграфических интервалах, более древних, чем уровни гидрослюдизации глин, а также главные фазы нефте- и газообразования (ГФН и ГФГ).

Можно утверждать, что иллитизация смектита в мощных глинистых толщах представляет собой довольно масштабный геологический процесс. Согласно нашим подсчетам количество выделяемой при этом воды составляет 10–15% от исходной влажности глинистого ила. Иначе говоря, из 1 м³ смектитовой глины может высвободиться 230–350 кг воды [69].

Необходимо также иметь в виду, что формирование зон разуплотнения, в пределах которых осуществляется значительное обводнение глин, сопровождается резким усилением их пластичности. В результате этого на глубинах до 10 км в глинах осадочных толщ образуются волноводы – ослабленные зоны, вдоль которых могут легко осуществляться различные тектонические деформации – дисгармоничная складчатость, срывы и пологие надвиги [74].

Особого внимания заслуживает явление грязевого вулканизма, которое характерно для Западно-Кубанской впадины и далее распространяется в пределы Таманского и Керченского полуострова [95].

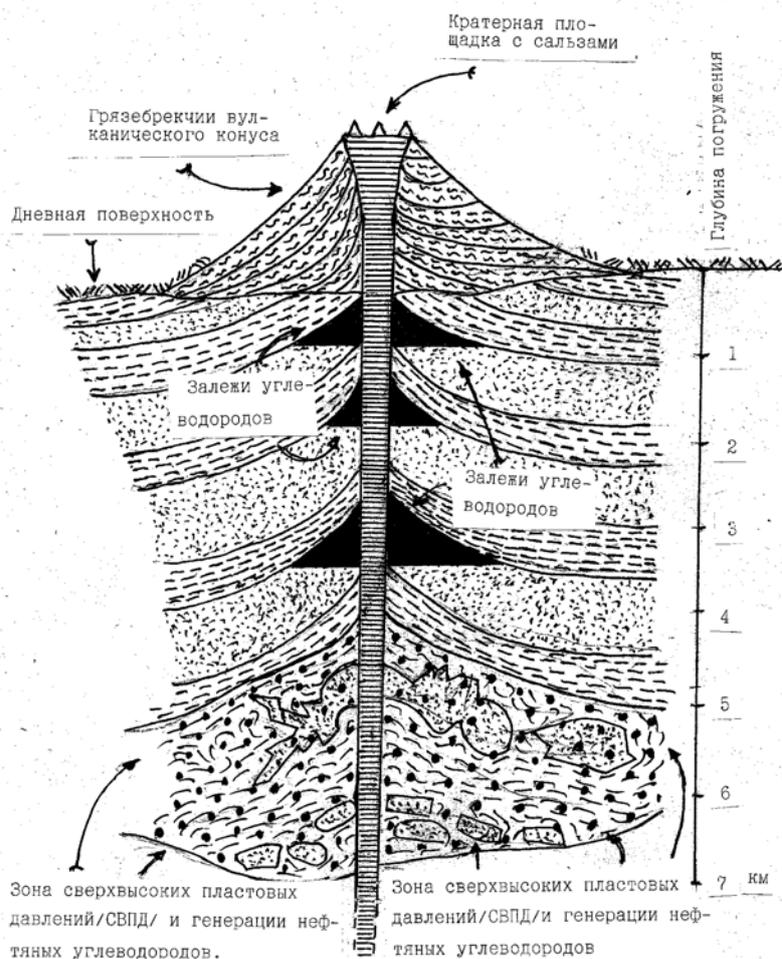


Рис. 4. Схема строения и развития грязевого вулкана (период покоя)

Грязевые вулканы исследовались крупнейшими геологами мира; им посвятили свои работы такие ученые как Г.В. Абиx, Н.И. Андрусов, И.В. Мушкетов, В.И. Вернадский, А.Д. Архангельский, И.М. Губкин, К.П. Каменский, Д.В. Голубятников, В.В. Белоусов, Н.С. Шатский, А.Б. Ронов, П.Н. Кропоткин, В.Е. Хаин, А.И. Косыгин, Е.Ф. Шнюков и др. Обобщение многих работ, посвященных грязевому вулканизму дано в наших статьях [75, 76].

Было показано, что корни грязевых вулканов тесно связаны с мощными, нередко нефтематеринскими глинистыми толщами и сверхвысокими пластовыми давлениями. Обычно корни расположены на глубинах 4–5 км; реже эти грязевулканические очаги достигают глубин 6–7 км (рис. 4). В этих дренирующихся элизионных системах периоды покоя, связанные с действием кольматаций в жерле вулкана, чередуются с периодами извержений, когда под действием СВПД или землетрясений грязевой канал вулкана высвобождается и грязевая брекчия, воды и газовые флюиды поступают на дневную поверхность, создавая вулканический конус.

Количество грязелав, брекчий, обломков и глыб, извергаемых вулканами, огромно; в результате их деятельности образуются грязевулканические конусы, достигающие 400–500 м в высоту (Туорогай, Кянизадаг, Дашгиль и др. в Азербайджанской провинции). В пределах Западно-Кубанской впадины самые крупные вулканы Шуго и Карabetова гора возвышаются над уровнем моря на 135–140 м, их грязевулканические постройки имеют высоту 50–60 м, а их кратеры имеют 200–300 м в поперечнике.

В работах В.А. Горина, З.А. Буниат-Заде, А.Л. Путкарадзе, Ч.А. Халилбейли, Р.Г. Султанова, А.А. Якубова, М.М. Зейналова, Е.Ф. Шнюкова и др. было показано, что локализация грязевых вулканов обычно контролируется расположением крупных антиклинальных структур и тектонических разломов.

Как утверждали И.М. Губкин и С.Ф. Федоров [16], а позднее С.Ф. Федоров [67], грязевые вулканы часто оказываются связанными с образованием диапировых тектонических структур. В работе Е.Ф. Шнюкова с соавторами [94] было высказано представление о том, что диапировые складки не всегда обусловлены грязевулканической деятельностью, а морфогенетическая классификация грязевых вулканов, обоснованная нами [75, 76], позволяет считать, что диапировые структуры характерны только для той группы вулканов, выделения которых отличаются наиболее вязкой консистенцией выжимаемой субстанции. Диапировые процессы в Западно-Кубанской впадине наиболее полно проявились в пределах грязевых вулканов Разнокол, Карabetова гора, Цимбал, Ахтанизовского вулкана и отчасти в пределах Шуго [33].

Наряду с образованием диапировых складок грязевулканический процесс в некоторых районах формирует так называемые «вдавленные синклинали». Они представляют собой грязевулканическую структуру второго порядка, обычно осложняющую присводовую часть антиклинали; здесь по разломам, ограничивающим жерло вулкана, осуществляется опускание части грязевулканической постройки, в которой чередуются сопочные брекчии и нормальные осадочные отложения. Такие провалы особенно типичны для грязевых вулканов и складок Керченского полуострова, хотя встречаются и в пределах Западно-Кубанского прогиба.

В трудах К.А. Прокопова [60], Г.А. Лычагина [43], а также Е.Ф. Шнюкова с соавторами [94] образование вдавленностей объяснялось как стадия развития тектонической складчатости, осложненной грязевулканической деятельностью. Именно грязевой вулканизм вызывает дефицит массы пород на глубине и избыток материала на своде поднятия. Последний создавался извержением грязебрекчий и их концентрацией в вулканической постройке. Очень часто это явление сопровождалось формированием кольцевого грабена, заполняющегося фрагментами правильно чередующихся осадочных отложений или оползнями.

В пределах Керченской грязевулканической провинции подобные тектонические структуры установлены в пределах вулканов Джау-Тепе, Ак-Тубе, а также на площади Новоселовской, Восходовской, Бурашской, Баксанской, Кезенской и Солдатско-Слободской структур.

Поскольку грязевые вулканы являются одним из проявлений элизионных систем, их участие в процессах складкообразования и пликативной тектоники служит чрезвычайно важным показателем. Оно свидетельствует об энергетической

мощи тех процессов, которые совершаются в самих осадочных отложениях стратисферы и которые, несмотря на многочисленные доказательства, полученные из опыта бурения и эксплуатации нефтяных скважин, продолжают недооцениваться геологической общественностью.

Так, например, бурение скв. 42 на склоне грязевого вулкана Дашгиль (Азербайджан) было прервано выбросом инструмента; колонна бурильных труб длиной 2.5 км была выброшена на дневную поверхность и кольцеобразно уложена вокруг буровой вышки. При этом скопление вулканической грязебрекчии стали выжиматься из ствола скважины, формируя своеобразное диапировое вздутие [19].

У всех нефтяников на памяти авария буровой платформы компании «Бритиш Петролеум» в Мексиканском заливе, когда потоки нефти хлынули в море и отразились на побережье Соединенных Штатов в виде огромного экологического загрязнения берегов.

Очевидно, что перераспределение воды, нефти и газа в элизионных системах может вызвать не только экономические, но и геологические последствия.

Элизионные процессы, связанные с угленосными отложениями

Общеизвестно, что весь путь преобразования скоплений растительного материала в торфяные залежи, а затем в угольные пласты представляет собой замечательный комплекс вторичных фазовых превращений исходного вещества.

Хорошим примером элизионной системы, созданной угленосными отложениями, являются карбонатно-терригенные карбоновые отложения Большого Донбасса (Украина). Здесь в центральной части Днепровско-Донецкого авлакогена (ДДА) угленосные толщи представлены всеми тремя отделами карбона, имеют суммарную мощность в 6–7 км, хорошо сопоставимы между собой и содержат около 330 пластов высококачественного угля. В отличие от других частей ДДА, карбоновые отложения Донбасса смяты в сложную систему продольных складок, среди которых на первый план выступают Главная антиклиналь, Северная и Южная синклинали; вся эта складчатая система разбита многочисленными разломами, среди которых различаются продольные и поперечные нарушения.

Разломы Донбасса часто уходят в кристаллический фундамент на большие глубины, имеют амплитуды размером 200–500 м и прослеживаются на расстоянии 120–150 км.

Катагенетические изменения карбоновых отложений определяются степенью углефикации угольного материала и отражаются в преобразовании вмещающих угли пород. Углефикация представляет собой процесс, обусловленный погружением торфяников и бурых углей вглубь стратисферы и воздействием на них высоких температур и давлений. При этом происходит уплотнение и возможная полимеризация органических коллоидных мицелл, постепенный переход коллоидов в кристаллоиды [10, 45], а также фазовое превращение твердого органического материала в жидкое и газообразное состояние. Этот процесс усиливает уплотнение и приводит к удалению за пределы пластов жидких и газообразных компонентов.

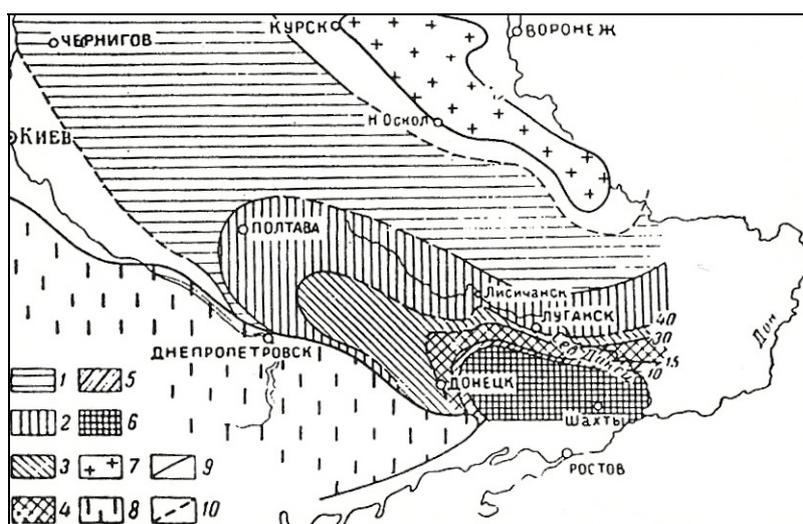


Рис. 5. Схема зональности распределения углей в Донецком прогибе (по [59]): 1–6 марки углей: 1 – бурые (Б), 2 – длиннопламенные (Д), 3 – газовые (Г), 4 – спекающиеся (ЖК-ПС), 5 – тощие (Т), 6 – антрациты (А); 7 – Воронежский кристаллический массив; 8 – Украинский кристаллический массив; 9–10 – границы зон метаморфизма: 9 – действительные, 10 – предположительные

В результате процессов углефикации торф и бурые угли трансформируются в каменные угли, представленные длиннопламенными (Д), газовыми (Г), жирными и полужирными (Ж, ПЖ), коксовыми жирными и коксовыми (КЖ и К), отощенно-спекающимися (ОС), слабоспекающимися (СС) и тощими (Т) разновидностями, а последние дают начало различным антрацитам (А) [91]. Очевидно, что степень преобразования исходного растительного материала (степень углефикации) интенсивно возрастает от стадии торфа и бурых углей к антрацитам.

Для каменноугольных отложений Большого Донбасса характерно, что степень углефикации пластов угля постепенно увеличивается с северо-запада на юго-восток (рис. 5). Как показал Е.О. Погребницкий [59], зоны разной степени углефикации карбоновых углей в Большом Донбассе располагаются концентрически. Северо-западная и северо-восточная части региона характеризуются преимущественным развитием буроугольных разновидностей, а юго-восточная часть – скоплением антрацитов. Если учесть, что примерно также изменяются мощности угленосной формации, можно предположить, что главным фактором углефикации являлась степень погружения карбоновых толщ внутрь стратисферы.

Следует подчеркнуть, что в ходе постседиментационного погружения и углефикации пласты угля существенно сокращаются в мощности за счет физического уплотнения, перекристаллизации и потери летучих компонентов.

Уплотнение углей на разных стадиях катагенеза проявляет себя весьма существенно. Характерно, что в ряду торф – антрацит заметно возрастает удельный вес породы, который можно представить в следующем виде: торф – 0.50–1.20; бурый уголь – 0.80–1.35; каменный уголь – 1.30–1.45; антрацит – 1.45–1.90 г/см³. Приведенные величины показывают, что только за счет уплотнения массы мощность угольных пластов сокращается в 1.5–2 раза. Очевидно также, что с уплотнением растет непроницаемость углей в отношении газоводных флюидов.

Табл. 1

Количество и состав летучих продуктов углефикации растительного материала на разных ее стадиях

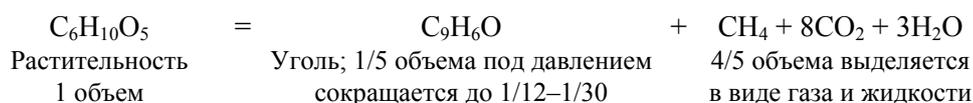
Стадии углеобразования	Суммарное количество потерь летучих в % от исходного материала в начале каждой стадии		Состав газообразных летучих в % от общей суммы		
	С.М. Григорьев [15]	В.А. Успенский [66]	CO ₂	CH ₄	Вода и другие газы
От торфа до бурого угля	20.5	28.8	74.8	11.6	23.6
От бурого угля до каменного угля	16.7	29.4	53.6	26.2	20.2
От каменного угля до антрацита	25.5	18.7	18.4	57.6	24.0
От антрацита до графита	–	10.5	9.3	65.2	25.5

Особую роль при углефикации углей играют процессы химико-физического разложения органического вещества с выделением воды, метана, углекислого газа и ряда других газообразных компонентов; их развитие количественно оценивается в табл. 1, составленной по данным С.М. Григорьева [15] и В.А. Успенского [66]. Из нее следует, что на первых стадиях углефикации при воздействии на угольную массу термоллиза и термокатализа, связанных с погружением, и при влиянии атмосферного кислорода, растворенного в водах вмещающих пород, интенсивнее всего осуществляется окисление углей, благодаря чему образуется масса CO₂; на более поздних стадиях, наоборот, интенсивнее образуется метан (CH₄).

Выделение всех других компонентов, включая воду, согласно приведенным данным, происходит с равной интенсивностью, однако реально обезвоживание наиболее полно осуществляется на первых стадиях углефикации (торф – бурые угли).

Необходимо отметить, что фазовые переходы твердого углистого вещества в газообразное состояние в условиях замкнутой физико-химической системы рождали избыточные пластовые давления, создавали СВПД. Следы этого процесса, с одной стороны, запечатлены в автономной складчатости, кластических дайках и нарушениях залегания угленосных толщ, а с другой – выражаются в присутствии «запечатанных в углях» газовых залежей, вскрываемых горными выработками.

Преобразование, а затем и разложение части угольной массы в процессах углефикации влекут за собой ряд следствий. Первый и очень важный вывод заключается в том, что все эти процессы суммируются и дефицит массы в угленосных толщах при погружении в стратисферу значительно превышает простой процесс уплотнения (в 1.5–2 раза). В работе Х. Шварца и Г. Лаупера [92] сокращение общеугольной массы при углефикации оценивается следующей формулой:



Иначе говоря, по отношению к объему захороненной в болоте растительности объем углей сокращается в 12–30 раз. Эту же величину уменьшения мощности торфа при его переходе в угли назвали Л.Б. Рухин [61], Д.П. Бобровник [6] и Ф. Фалини [101].

Несколько скромнее уплотнение углей на стадиях диагенеза и катагенеза оценили Р. Мотт [102] и Ю.А. Жемчужников [21]; эти исследователи считали более реальными величины уплотнения при углефикации торфа – 1 : 10 и 1 : 12.5. В работах Я.М. Черноусова [90, 91] был разработан количественный метод оценки величины уплотнения углей по уплощению стволов деревьев, захороненных внутри угольных пластов. Применение метода происходило на угольных месторождениях восточного и западного склона Урала.

Приведенные данные позволяют утверждать, что на каменноугольной стадии литификации сплюснутость стволов деревьев приближается к 1 : 12, это подтверждает выводы Р. Мотта и Ю.А. Жемчужникова.

Совсем по-другому к оценке изменений мощности угольных пластов подошли В.Н. Волков [11, 12] и П.В. Зарицкий [23]. В обобщающей работе [11] В.Н. Волков пытался оценить развитие углефикации в пластах угля расчетным путем, используя вес и объем угольного материала; он полностью исключил из работы фазовые превращения органики и, как и следовало ожидать, получил минимальные значения коэффициентов уплотнения.

П.В. Зарицкий [22, 23] для решения той же задачи использовал взаимоотношения слоистости углей и находящихся в них карбонатных конкреций; последние, как предполагал сам исследователь, образовались в обводненной толще исходной торфяной залежи. Свои наблюдения П.В. Зарицкий [23] проводил в антрацитовых углях Донбасса; он установил, что коэффициент уплотнения здесь колеблется от 1 : 4 к 1 : 7, в среднем составляя 1 : 6.

В целом, обобщая весь материал, приведенный в этом разделе, можно, по видимому, считать, что общий усредненный коэффициент уплотнения угольной массы от стадии торфяника до антрацита можно определить как 1 : 10; близкое значение (в 10–15 раз) получил С.И. Малинин [44], изучавший вторичные преобразования пород, вмещающих угли Донбасса.

Стадии и соответствующие им зоны углефикации органического вещества в районах Большого Донбасса (рис. 5) позволили Н.В. Логвиненко и Г.В. Карповой [37, 38], а также Н.В. Логвиненко [36] выделить и описать катагенетические преобразования вмещающих угли осадочных толщ; возникшие у них представления приведены в табл. 2.

Степень метаморфизма углей послужила основой для разграничения начального и глубинного катагенеза, отражавших преобразование углевмещающих песчаников и глин.

Начальный, или ранний катагенез осадочных толщ угленосных формаций (протокатагенез по Н.Б. Вассоевичу [9]) соответствовал областям распространения бурых, длиннопламенных и отчасти газовых углей. Таким образом, он охватывал три градации (ПК₁, ПК₂, ПК₃). На этой стадии катагенеза в песчаниках и алевролитах осуществляется разрушение неустойчивых обломков – эффузивные включения хлоритизируются, чешуйки слюд испытывают каолинитизацию и гидратацию. В более глубоких зонах отмечается начало коррозии зерен и усиленная

Табл. 2
Стадии постдиагенетических изменений терригенных пород Большого Донбасса, по [36]

Стадия		Стадия, ее подразделение			Палеоглубина, м	Фактор	Изменение структур и текстур	Изменение обломочных компонентов	Глинистые минералы и их стадийные изменения
Принятые авторами	По С.Г. Неручеву, Н.В. Вассоевичу, Н.В. Лопатину	Этап	Стадия	Подстадия					
Катагенез	Ранний	Протокатагенез	Катагенез	Мезокатагенез	ПК ₁	100–2400 (3500)	Уплотнение глин и песков, начало аутигенной цементации	Аморфизация, каолинизация, гидратизация железистых слюдов, хлоритизация обломков	Каолинит, гидрослюда IM, монтмориллонит, 7A-хлорит, смешаннослойные фазы
					ПК ₂				
					ПК ₃				
Катагенез	Средний	Протокатагенез	Катагенез	Мезокатагенез	МК ₁	2400 (3500) – 5500	Дальнейшая цементация и уплотнение, образование пленочных и порово-базальных цементов	Агрегизация и деформация железистых слюдов, хлоритизация, начало коррозии обломочных минералов	То же и 14A-хлорит
					МК ₂				
					МК ₃				
Катагенез	Поздний	Протокатагенез	Катагенез	Мезокатагенез	МК ₄	5500–9900	Дальнейшее уплотнение и цементация, образование регенерационных цементов, конформация, инкорпорация, начало микростиполизации	Частичное преобразование обломков эффузивов, коррозии и регенерация кварца, полевых шпатов, деформация и агрегизация слюдов	Стабилизация монтмориллонита и смешаннослойных фаз, начало гидрослюдизации каолинита, дегидратация гидрослюдов
					МК ₅				
					МК ₆				
Метагенез	Ранний	Апокатагенез	Катагенез	Мезокатагенез	МК ₇	9900	Широкое развитие регенерационных, конформных, инкорпорационных и микростиполизационных структур	Полное преобразование эффузивных обломков и биотита, коррозии кварца и полевых шпатов	Гидрослюдизация каолинита, мусковитизация и парагонитизация гидрослюдов
					МК ₈				
					МК ₉				
Метагенез	Поздний	Апокатагенез	Катагенез	Мезокатагенез	МК ₁₀	9900	Появление кливажа, течение и разрывы «бородатых» зерен кварца, мозаичных и сегрегационных структур	Катаклаз и начальный бластез кварца, исчезновение обломочного биотита	Мусковитизация глинистого вещества всех пород, Mg-метасоматоз хлоритов, появление гюмбелита и стильпно-мелана
					МК ₁₁				
					МК ₁₂				
Метагенез	Поздний	Апокатагенез	Катагенез	Мезокатагенез	МК ₁₃	10000, при стрессе от 4000 и более	Бластовые и сланцеватые структуры и текстуры	Катаклаз и бластез	Хлорит-мусковитовая ассоциация, фенгит и гюмбелит при избытке Mg, стильпно-мелан при недостатке
					МК ₁₄				
					МК ₁₅				

цементация терригенного материала карбонатами и каолинитом. В глинах наблюдается широкое распространение аллотигенных глинистых минералов: каолинита, смектита и иллита, типичных для стадий седиментации.

Глубинный, или поздний катагенез (мезокатагенез по Н.Б. Вассоевичу [9]) отвечает погружениям на палеоглубины более 2400–3500 м и стадиям углефикации газовых, коксующихся и жирных углей (Г, К, Ж). В терригенной части разреза (песчаники, алевролиты) изменения обломков эффузивов и слюд достигают своего апогея; в результате вторичный хлорит становится цементом породы. Широкое развитие получают процессы растворения и регенерации кварцевых обломков и их стилолитизация. В глинистых пластах разрезов основным минералом становится гидрослюда.

При переходе от зоны начального к зоне глубинного катагенеза приблизительно на уровне палеоглубины, близкой к 3.5 км, фиксируется исчезновение разбухающих трехслойных диоктаэдрических фаз смектита (монтмориллонита по терминологии авторов), уменьшается пористость глинистых комплексов и в них начинают преобладать смешанослойные образования ряда смектит – иллит. Таким образом, как и в кайнозойских толщах Предкавказья, в карбоне Донбасса осуществляется иллитизация смектита.

Особый интерес на стадии позднего катагенеза вызывает процесс иллитизации каолинита, который, как мы видели выше, широко распространен в угленосных толщах Донбасса; часть его, несомненно, была унаследована от диагенетических преобразований в торфяниках, но другая часть, несомненно, возникла на стадии раннего катагенеза. Иллитизация каолинита представляет собой пока слабо изученный процесс; Н.В. Логвиненко и Г.В. Карпова утверждают [37, 38], что он сводится к преобразованию каолинита в иллит, и, таким образом, является еще одним способом катагенетической дегидратации. Последнее подтверждается тем, что обычно каолинит содержит 13–18% воды, тогда как в иллитах ее количество обычно колеблется от 5% до 10%, а в серицитах она вообще отсутствует [18].

В целом очевидно, что уже на последующих стадиях метагенеза (АК₁, АК₂, АК₃), соответствующих распространению полуантрацитов и антрацитов (ПА и А), по данным Н.В. Логвиненко и Г.В. Карповой [37, 38], смектит и каолинит полностью отсутствуют и осуществляется повсеместная перекристаллизация глинистых минералов и слюд.

Подводя итоги, следует отметить, что процесс гидрослюдизации смектитов и выделение кристаллизационной воды в угленосных толщах БД осуществлялись, по-видимому, на палеоглубинах, весьма близких к палеоглубинам гидрослюдизации в нефтепроизводящих толщах Предкавказья (3–3.5 км). Однако само формирование элизонной системы здесь происходило совсем иначе, чем в нефтематеринских глинах Предкавказья. Прежде всего следует иметь в виду, что в БД имелся не один, а целых три источника дегидратации: 1) угли, 2) смектитовые глины, 3) каолинистые глины и терригенные породы с каолинистым цементом. Смектитосодержащие глины БД совсем, по-видимому, не были способны так, как это имело место на Кавказе в майкопских мощных глинистых толщах, создавать огромные пластовые давления (СВПД). Это связано с тем, что глинистые пласты угленосной формации входят в состав флишоидов и имеют

сравнительно небольшие мощности. То самое же можно сказать и о каолинитовых пластах и прослоях.

В целом аномально высокие пластовые давления (СВПД) внутри угленосных отложений, возникающие в результате погружения, могут быть описаны формулой: $P_{эл} = P_{г} + P_{в} + P_{дегк} + P_{дегм}$, где $P_{г}$ – поровое давление, возникающее в процессе углефикации и фазового превращения угольной массы в уголекислоту, метан, водород и другие газы; $P_{в}$ – давление, обусловленное выделением кристаллизационной воды углей; $P_{дегм}$ – давление дегидратации в ходе иллитизации монтмориллонита; $P_{дегк}$ – давление дегидратации в ходе гидрослюдизации каолинита.

Аномально высокие пластовые давления в угольных толщах сохраняются до настоящего времени; по данным П.П. Луцика [42], газоносность угольных пластов Донбасса, а следовательно, и газообильность горных выработок, растет с глубиной. С переходом горных работ на большие глубины выбросоопасность возрастает с огромной быстротой. Так, на глубине 420 м было установлено 49 взрывоопасных пластов, на глубине 540 м – 92, а на глубине 640 м – 107. Всего в шахтах БД насчитывается 148 пластов, склонных к выбросу газа и угля (в 70-х годах XX в. эксплуатировалось 319 угольных пластов).

Следует напомнить, что в угленосной формации БД давление, возрастающее за счет дегазации угля, суммируется с давлениями дегидратации, обусловленными превращениями глинистых минералов. Возникает избыток поровой воды, и в результате всего этого происходят частичные выбросы воды и песка (шахты Кочегарка и им. Артема), описанные П.П. Луциком [42]; вполне вероятно, что к категории этих же явлений относятся инъекционные кластические дайки и апофизы песчаников, внедряющихся в угленосные пласты различных районов БД [41, 56].

Геологическое значение элизонных процессов в Большом Донбассе до сих пор несомненно недооценивалось геологами. Если действительно процессы углефикации углей сопровождаются уменьшением их мощности в 10 раз, как это было показано выше, а максимально количество угольных пластов локализуется в пределах Северной и Южной синклинали [4], нетрудно представить себе грандиозность и пространственную ограниченность уплотнения части осадочного чехла.

В табл. 3 нами была сделана попытка представить количественную характеристику уменьшения мощности угленосных толщ в разных структурных зонах Большого Донбасса. Для различных промышленных районов бассейна, представляющих Северную и Южную синклинали, сравнивались суммарные мощности современных антрацитовых пластов и реконструировались исходные мощности «материнских торфяных залежей», а затем подсчитывалась суммарная «усадка» угольной части разреза. Как это видно из таблицы, потери мощности угольных толщ оказываются грандиозными; они оцениваются в 60–190 м. Если учесть, что высота современной «пятиэтажки» составляет 16–20 м, это означает, что первично нормальное (горизонтальное) залегание слоев в процессе углефикации осложнялось провалами, в 4–5 раз превышающими высоту пятиэтажных домов.

Табл. 3
Оценка масштаба уменьшения мощности среднекарбонových угленосных отложений в процессе углефикации (антрацитизации) в разных структурных зонах Большого Донбасса

Тектоническое положение промышленных районов	Номера и названия промышленных районов		Количество угольных пластов с мощностью 0.45 м и выше	Общее число всех угольных пластов	Расчет потери мощности при углефикации пластов угля, превышающих 0.45 м		
	Номера по П.И. Степанову (1937)	Названия участков			Общая мощность антрацитовых пластов с мощностью более 0.45 м, м	Исходная мощность торфов, м	Потери мощности, м
Северная антиклиналь	XV	Должанско-Ровенский	20	130	9	90	81
	-	Сумско-Садкинский	28	104	12.5	125	112.5
Главная антиклиналь	-	-	-	-	-	-	-
	VI-VIII	Донецко-Макеевский	46	104	20.7	207	186.3
	X	Чистяково-Снежнянский	40	97	18	180	162
Южная антиклиналь	XVI	Шахтинско-Несветаевский	16	183	7.2	72	64.8

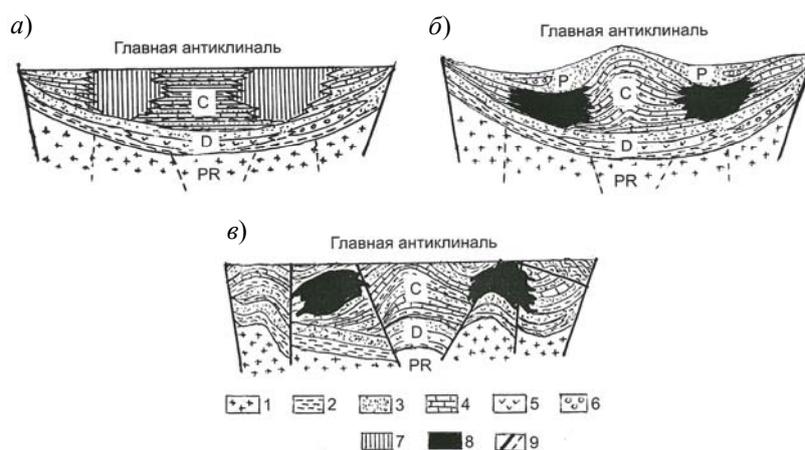


Рис. 6. Катагенетическая усадка углей в процессе углефикации и возможная схема образования Главной антиклинали Большого Донбасса: *а, б, в* – стадии развития процесса; 1 – кристаллический фундамент, 2 – глины глинистые отложения, 3 – песчаники, 4 – известняки и доломиты, 5 – эффузивные образования, 6 – эвапориты и соли, 7 – бурые угли, 8 – антрациты, 9 – разломы и тектонические нарушения

В общей схеме геологического строения Большого Донбасса попытка представить себе значение этих явлений сделана на рис. 6. На нем показаны 3 стадии развития складчатости этого региона, выполненные с учетом углефикации пластов антрацита и потери мощности в синклиналиях.

Факторы, вызвавшие складчатость и инверсию структуры Большого Донбасса, до сих пор остаются не раскрытыми. Одни исследователи вслед за В.Г. Бондарчуком [5] считают, что формирование структуры БД в основном произошло вследствие вращательного движения Украинского кристаллического щита, северо-западная часть которого двигалась на юг, а юго-восточная – на север. Именно это последнее перемещение и определило тангенциальное сжатие и стало главной причиной складчатости в карбоне Донбасса.

Другие авторы [54, 93], отвергая роль горизонтальных движений, делают упор на автономные вертикальные движения фундамента по глубинным разломам или на образование складок в связи с изменением наклона платформенных плит, окружающих Донбасс (Украинский и Воронежский массивы).

Нам представляется, что при истолковании механизма складчатости и инверсии карбонового бассейна БД следует учитывать не только напряжения, возникавшие за счет движения платформенных плит вне области угленакопления, но и ту энергию, которая возникала в самой элизионной системе исследуемого региона.

Элизионные процессы, связанные с эвапоритовыми толщами

В отличие от глин и угленосных толщ, пластические свойства солей характеризуются большей сложностью. С одной стороны, они определяются тем первично захороненным в солях рассолом (рапой), который наследуется эвапоритами от солеродных водоемов, с другой – гидратированностью минералов соляных пластов. При увеличении давлений и температур именно на этой основе происходит разделение твердой и жидкой фаз и формируются автономные высокоминерализованные рассолы.

Другая особенность солей заключается в их высокой пластичности и способности деформироваться под нагрузкой. В результате погружения на большие глубины и тектонических напряжений соли перетекают из одних участков в другие, нередко прорывают и деформируют вмещающие породы и образуют столбы, штоки, диапировые холмы, апофизы и другие причудливые формы, относимые к «соляной тектонике».

Ярким примером соляных элизионных явлений может служить северо-западная часть Днепрово-Донецкого авлакогена, включающая Припятскую и Днепрово-Донецкую впадины.

В отличие от Большого Донбасса, где в палеозойских отложениях резко преобладают карбоновые толщи (6–7 км мощности), в Припятской и Днепрово-Донецкой впадинах определяющую роль начинают играть красноцветные карбонатные и соленосные толщи девона (3–4.5 км мощности).

Формирование высокоминерализованных рассолов, динамика их перемещения и связанные с ними катагенетические преобразования вмещающих соли пород были полно исследованы в работах А.А. Махнача [46–49], а также А.А. Махнача с соавторами [51–53] на примере Припятской котловины.

Литологический состав и стратиграфия девонских отложений Припятского прогиба показаны на рис. 7. В разрезе четко выделяются *подсолевой терригенный* и *подсолевой карбонатный* комплексы. Первый сложен песчаниками, алевролитами, мергелями с прослоями доломитов, реже ангидритов и галититов. Второй представлен первичными и катагенетическими доломитами, известняками с прослоями мергелей и глин. В средней части интервала развиты туфогенные и сульфатно-доломитовые породы. Мощность комплекса возрастает с запада на восток от 60–100 до 200–250 м.

Нижний соленосный комплекс отличается тем, что в нем ритмично чередуются соляные (каменные, реже калийные соли) и несоляные породы (глины, мергели, известняки, доломиты, ангидриты). При этом мощность соляных интервалов составляет 10–25 м, несоляных – 15–20 м. Общая мощность подсолевого комплекса колеблется от 300 до 600 м; в местах проявления соляной тектоники она может достигать 1200–1600 м.

Межсолевой комплекс отличается сложным полифациальным литологическим составом. Среди отложений комплекса развиты терригенные (глины, мергели, песчаники, аргиллиты) или карбонатные фации (первичные или вторичные доломиты, водорослевые, мшанковые или брахиоподовые известняки, иногда с примесью туфогенного материала). Нередки прослой ангидрита. Общая мощность межсолевых отложений колеблется в пределах 300–500 м.

Верхняя соленосная толща подразделяется на две части: нижнюю – галитовую и верхнюю – калиеносную глинисто-галитовую.

Галитовая толща представлена мощными (до 100 м и более) пластами чистой каменной соли (галитита), чередующимися с пластами известняков, ангидритов, реже мергелей, глин, доломитов и песчаников. Средняя мощность толщи колеблется от 500 до 600 м, но во впадинах соляных структур она достигает 3250 м.

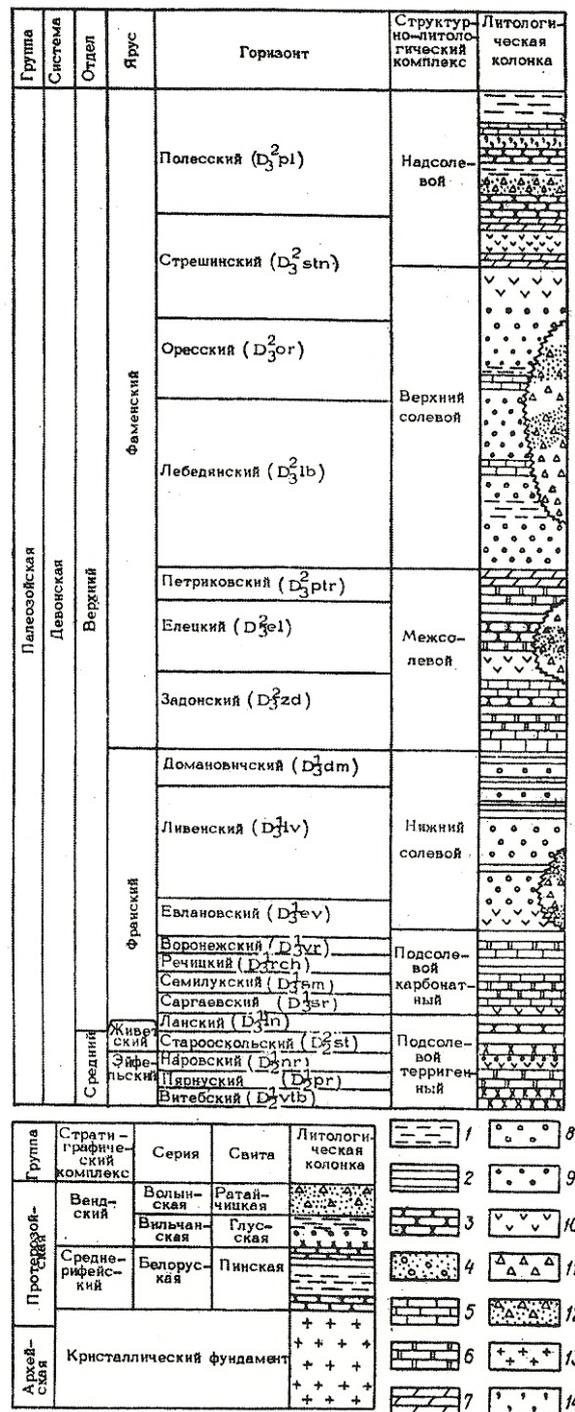


Рис. 7. Литолого-стратиграфический разрез Припятского прогиба (по [52]): 1 – глины, 2 – аргиллиты, 3 – песчаники, 4 – гравелиты, конгломераты, 5 – известняки, 6 – доломиты, 7 – мергели, 8 – каменная соль, 9 – калийные соли, 10 – сульфатные породы, 11 – вулканогенные породы, 12 – вулканогенно-осадочные породы, 13 – кристаллические породы фундамента, 14 – горючие сланцы

Глинисто-галитовая толща представлена чередующимися пластами каменной соли (85–60 м) и менее мощными пластами калийных солей, местами фациально замещающихся известняково-доломитовыми, ангидритовыми и глинистыми фациями. Мощность толщи в прогибах в среднем составляет 950–1000 м.

Разрез девона Припятской впадины завершает *надсолевой комплекс отложений*; в нем выделяют две толщи: нижнюю гипсоносную и верхнюю бессульфатную. Гипсоносная толща сложена известковыми глинами, мергелями, содержащими галитит, песчаниками и алевролитами. Бессульфатная представлена горючими сланцами, глинистыми доломитами и мергелями. В северо-восточной части Припятской впадины в ней встречены туфогенные породы. Мощность этой части разреза чрезвычайно изменчива – от нескольких десятков метров до 1000 м.

Разрез, изображенный на рис. 7, характеризует главную составляющую часть осадочных отложений Припятской впадины. Кроме девонских толщ во впадине развиты каменноугольные, пермские, триасовые, юрские, меловые, а также палеоген-неогеновые и четвертичные отложения.

Катагенетические преобразования девонских отложений Припятской впадины с литологических позиций были исследованы А.А. Махначем [46–49, 51–53]. Кроме того, гидрогеология и нефтегазоносность этого региона были изучены Г.В. Богомоловым, А.П. Лавровым, М.А. Рынским, А.В. Кудельским, В.М. Шимановичем, А.А. Махначем и другими нефтяниками и гидрогеологами.

Можно считать доказанным, что эвапоритовые осадки (карбонаты, сульфаты, хлориты) являются индикаторами аридного климата и формируются в мелководных лагунах и мелководных морях в результате испарения и концентрации солей в морской воде.

Общеизвестно, что в процессе солеобразования морская вода сгущается, концентрация солей в ней достигает десятков и сотен грамм на литр, и она превращается в рапу. Рапа захороняется вместе с соляной массой; таким образом, с поверхности Земли «уводится» вглубь стратисферы огромное количество жидкой фазы.

Известно, что морская вода принадлежит к магниевому подтипу сульфатного типа вод; при испарении и выпадении в осадок твердых солей в условиях аридного климата она все более приближается к хлормагниевым рассолам, причем уже на первых стадиях этого процесса в солеродных водоемах вместе с твердыми солями обычно захороняются большие объемы маточных растворов. В табл. 4 охарактеризованы состав и объемы рассолов, захороняющихся в солеродных водоемах на разных стадиях их развития. Из таблицы видно, что на галитовой стадии каждый кубический километр отложившихся солей сопровождается захоронением 2 км³ маточных рассолов с концентрацией 320 г/кг. В тех случаях, когда соленосные толщи довольно быстро погружаются вниз, попадают в зону затрудненного водообмена и покрываются отложениями осадочного чехла, в них возникают аномально высокие пластовые давления.

Возникновение высоких поровых давлений в соленосных толщах связано прежде всего с их существенным уплотнением и погружением вглубь стратисферы. Увеличение веса вышележащих осадочных толщ, а также рост температур вызывают существенное уменьшение пористости и выжимание поровых рассолов в близлежащие проницаемые толщи. По мнению А.А. Махнача [52],

Табл. 4

Соотношение объема маточного рассола к объему захороняющихся солей на разных стадиях галогенеза, по [8]

Стадия сгущения морской воды	Интервал концентраций растворенных солей		Выделившиеся в осадок соли	$\frac{V_{\text{рассолов}}}{V_{\text{солей}}}$
	г/кг	г/л		
Гипсо-карбонатная	150–266	175–324	Карбонаты кальция, магния, гипс	185
Галитовая	266–320	324–418	То же + галит	1.88
Сульфатов магния	320–345	418–457	То же + эпсомит и гексагидрит	0.93
Карналлитовая	345–365	457–497	То же + сильвин и карналлит	0.50

Табл. 5

Катагенетические преобразования наиболее распространенных минералов солеродных отложений

Минералы	Температура, °C	Вторичные преобразования
Бишофит $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	120	Неустойчив, расплавляется на воздухе
Астраханит $\text{Na}_2\text{Mg}[\text{SO}_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$		Левеит $\text{Na}_2\text{Mg}[\text{SO}_4] \cdot 2-2.5\text{H}_2\text{O}$
Карналлит $\text{MgCl}_2 \cdot \text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$		Расплавляется на воздухе, образуя рассол, состоящий из H_2O , KCl , MgCl_2
Мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	> 30	Тенардит Na_2SO_4 выделяет 55% H_2O
Сильвин KCl	100–130	Гипс, ангидрит и примеси
Полигалит $\text{K}_2\text{MgCa}_2[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$		Гексогидрит $\text{Mg}[\text{SO}_4] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Эпсомит $\text{Mg}[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$		Кизерит $\text{Mg}[\text{SO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$
Гидрогалит $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ Галит NaCl		Галит NaCl и вода
Гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	80–90	Полугидрат
	220	Алебастр (растворимый ангидрит)
	700–750	β CaSO_4 ангидрит

пористость соленосных пород уменьшается при этом с 50–60% до 5%. Само собой разумеется, что значительная часть захваченной в водоемах рапы оказывается удаленной за пределы соляных залежей и образует своеобразный ареол вокруг эвапоритовых толщ – скопления рассолов выше и ниже солеродного интервала.

Вторым не менее очевидным катагенетическим процессом является удаление из солей кристаллизационной воды. Как показано в табл. 5, огромное количество эвапоритовых минералов осаждается из морской воды в форме сильно гидратированных образований; в дальнейших преобразованиях при повышении температур и давлений эти соли трансформируются и теряют кристаллизационную воду. В процессе миграции кристаллизационная вода растворяет минералы солей, существенно изменяет свой химический состав и в конце концов смешивается с выжатыми рассолами.

Наконец следует подчеркнуть, что сложное строение эвапоритовых тел, в которых часто чередуются соли разного химического состава с глинами, алевролитами, мергелями и различными карбонатными отложениями, вызывает крайнюю неравномерность уплотнения и выжимания растворов. В результате избирательного уплотнения, а также катагенетической перекристаллизации и формирования новых скелето-каркасных связей между кристаллами соляных минералов ([24, 49, 86] и др.) в толще эвапоритов часто обнаруживаются погребенные линзы рассолов, находящихся под большим давлением. Хотя некоторые исследователи рассматривают такие «замурованные» залежи как маточную рапу древних солеродных водоемов, очевидно, что эти реликты сильно метаморфизованы, газифицированы и при вскрытии горными выработками или скважинами бурно и внезапно выбрасывают рассолы, создавая аварийные ситуации.

Рассолы, пространственно и генетически связанные с солеродными отложениями Припятской впадины, существенно различаются по составу в разных частях девонского разреза; здесь выделяются рассолы подсолёной толщи, рассолы солёносных и межсолёносных отложений и рассолы надсолёного интервала [32].

Наиболее ярко представлены рассолы подсолёных отложений. Это высокоминерализованные воды (260–463 г/л) хлоридно-кальциевого и хлоридно-натриевого состава, содержащие незначительное количество карбонатов и сульфатов. Для них характерны высокие содержания йода, брома, стронция и аммония. В составе газовой фазы в районах промышленной нефтеносности преобладают углеводороды, в непродуктивных районах – азот. Температура рассолов колеблется в пределах 50–90 °С, иногда достигая 100 °С; она тесно связана с глубиной залегания отложений.

Вверх по разрезу в межсолёных и надсолёных девонских отложениях минерализация рассолов, концентрация в них йода, брома и аммония, а также температура существенно уменьшаются. Так, например, в надсолёных отложениях минерализация рассолов колеблется от 0.35 до 320 г/л, среди них появляются холодные гидрокарбонатно-кальциевые воды; отмечается опресняющая деятельность инфильтрационных вадозных вод.

Такое своеобразное распределение современных рассолов по отношению к солеродной материнской толще подчеркивает одну особенность Припятской элизионной системы. Как справедливо подчеркивали А.Е. Ходьков, А.И. Дзенс-Литовский, М.Г. Валяшко и др. и обосновал А.С. Махнач [49], седиментогенные рассолы, главную массу которых составляет рапа бассейнов и растворенные соли, отжимаются преимущественно в нижележащие осадочные толщи девона, а также в латеральном направлении. Здесь наряду с высокими поровыми давлениями большую роль играет гравитационное стекание рассолов, динамика которого хорошо отражается в форме потоков (см. рис. 8, а). Отжимание рассолов вверх от соляного интервала в Припятской впадине встречало ряд преград: вес самих рассолов, наличие непроницаемых пластов и ряд других факторов.

В полном соответствии с локализацией рассолов располагаются зоны вторичных, катагенетических преобразований девонских отложений. Как это показал А.С. Махнач [49, 50, 52, 53], максимально интенсивные катагенетические преобразования девонских отложений отмечаются в подсолёных и межсолёных толщах. Здесь широко проявляются катагенетическая доломитизация пород, формирование эпигенетических ангидритов и галитов.

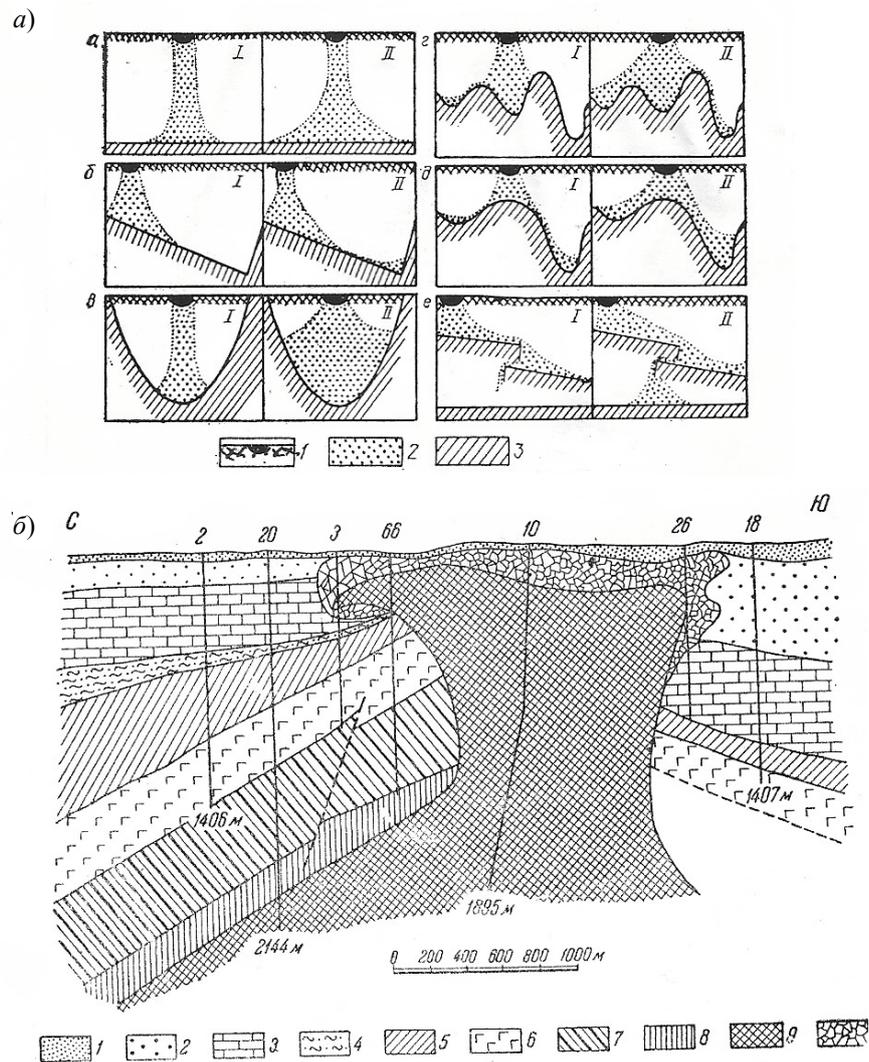


Рис. 8. Поведение рассолов в подсолевых отложениях и строение Роменского соляного диапира: а) схема гравитационного стекания рассолов в подсолевых толщах (по [58]) (а–е – разные стадии деформации эвапоритовых систем): 1 – подошва солеродного пласта, 2 – опускающийся рассол, 3 – экранирующий пласт; б) геологический разрез Роменской солянокупольной структуры (по [29]): 1 – четвертичные пески и суглинники, 2 – палеоген (пески и известняки), 3 – верхний мел (карбонатные породы), 4 – верхняя юра (песчано-глинистые породы), 5 – верхний карбон (пестроцветные песчано-глинистые породы), 6 – средний карбон (известняки, угленосная свита), 7 – нижний карбон (известняки, прослои аргиллитов), 8 – девон (кварцевые песчаники, аргиллиты, известняки), 9 – соленосная толща, 10 – брекчии

Доломитизация выражается в неравномерно-пятнистом распределении доломита в карбонатных породах, замещении девонских раковин, существенном уменьшении количества доломита от подошвы соляных скоплений вглубь подсолевого разреза, тесной связи доломитности с наиболее проницаемыми разностями карбонатных пород.

Катагенетический ангидрит заполняет пустоты и трещины в породах, образует пойкилитовый цемент песчаников, формирует гнезда и желваки. Иногда вместе с ангидритом встречаются скопления барита и целестина. Очень характерно присутствие эпигенетического галита; он залечивает поры и каверны, распространяется в тектонических трещинах.

В собственно соленосных комплексах отчетливо видны следы уплотнения, перекристаллизации солей (особенно галита) и позднего выпадения солей из рассолов. Весьма характерны трещины гидроразрыва, секущие напластование соленосных отложений, заполненные волокнистым галитом. Их причудливые формы иногда напоминают кластические дайки; однако, как правило, они не выходят за пределы соленосных пластов.

Любопытно, однако, что наряду с рассолообразующими процессами в девонских толщах Припятского прогиба отмечаются также трансформации глинистых минералов, сходные с установленными нами ранее в пределах Предкавказья.

Действительно, в работах А.А. Махначи с соавторами [52, 53] было показано, что пористость глинистых пород в межсолевых толщах заметно сокращается; в интервале 1500–2500 м она оценивается в 9.8%, на глубинах 2500–3500 м – 1.8%, а на глубине 3500 м – 0.5%. Отчетливо виден переход размокающих глин в аргиллиты. Такая трансформация глинистых минералов подтверждается рентгеновскими исследованиями; в интервале 3000–3900 м появляется удлиненно-пластинчатая аутигенная гидрослюда, образующая в результате изменения смешанослойных смектит-гидрослюдистых фаз. Ее количество с глубиной возрастает.

Нельзя также не упомянуть, что наблюдения над отражательной способностью витринита в глинистых толщах девона позволили А.А. Махначу связать интервал предполагаемой гидрослюдизации с переходом от протокатагенеза (ПК) к мезокатагенезу (МК₁, МК₂, МК₃). В одной из работ [52] также отмечено то, что в межсолевых толщах девона наряду с гидрослюдизацией смектитов развиваются процессы иллитизации каолинита.

К сожалению, количественная оценка этих явлений в формировании сверхвысоких поровых давлений остается не учтенной. Вряд ли, впрочем, она может оказаться значительной. В целом поровые давления, возникающие при погружении девонских солеродных отложений вглубь стратисферы, можно выразить формулой: $P_{эл} = P_{ус} + P_c + P_{дегс} + P_{дегк}$, где $P_{ус}$ – давление, связанное с уменьшением пор солей; P_c – давление, обусловленное дегидратацией минералов соляной массы; $P_{дегс}$ – давление, возникающее за счет дегидратации смектита; $P_{дегк}$ – давление, возникающее за счет дегидратации каолинита.

Существенно иначе выглядит геохимическая зональность и распределение солей в расположенной юго-восточнее Днепровско-Донецкой впадине (ДДВ). Здесь высокоминерализованные рассолы захватывают и верхнюю часть девонских отложений языками, внедряясь в красноцветные толщи, поднимаясь к кровле девона по зонам трещиноватости и нередко образуя самоизливающиеся горячие источники.

Соляные пласты, нормально залегающие в Припятской впадине, здесь осложняются многочисленными диапирами, внедряющимися в осадочные толщи, протыкающими их и нередко выходящими на дневную поверхность. Такие соляные столбы особенно типичны для областей краевых разломов, тогда как в центральной части ДДВ наблюдается относительно пологое залегание солей.

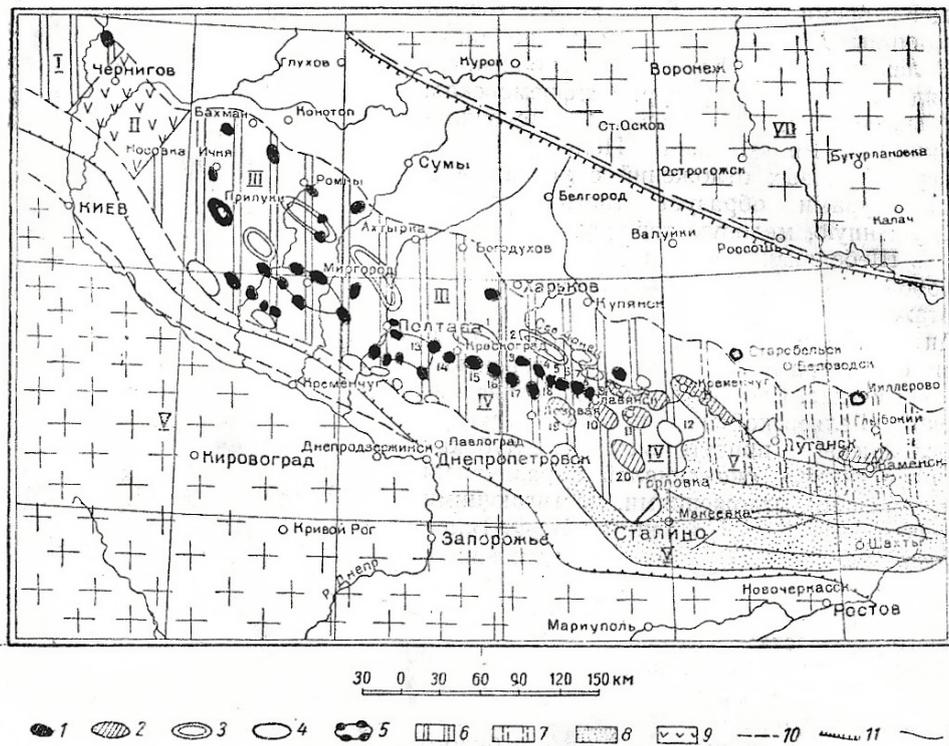


Рис. 9. Закономерности распространения соляных куполов в Днепро-Донецкой впадине и на прилегающих площадях Большого Донбасса (по [1]): 1 – соляные купола и штоки, 2 – структуры, возможно осложненные солью, 3 – валообразные поднятия соляной породы, 4 – структуры не выявленной природы, 5 – кольцевые антиклинали, 6 – область солянокупольной тектоники, 7 – предполагаемое восточное продолжение области солянокупольной тектоники, 8 – Старый Донбасс, 9 – Черниговский вал, 10 – краевые разломы, 11 – северная и южная границы распространения каменноугольных отложений, 12 – линейные антиклинали Старого Донбасса

Для диапировых образований соли характерна удлинённая форма, вытянутая вдоль оси впадины, и четкая приуроченность к тектоническим линиям, что генетически связывает их с погребенными линейными антиклиналями [30].

Корни соляных диапиров в ДДВ уходят на глубины 4–5 и даже 7–8 км; в Большом Донбассе высота соляных штоков достигает даже 10–11 км. По морфологии и тектоническому строению диапиры довольно разнообразны. Одни из них залегают на большой глубине и только приподнимают вышележащие породы, другие – их протыкают и выходят на дневную поверхность. По форме среди соляных диапиров выделяются гребни, линзы, столбовидные и грибовидные штоки [89]. На территории ДДВ и Большого Донбасса насчитывают более 200 диапировых проявлений; наиболее крупные из них в количестве 40 поднятий, образующие целые пояса структур, показаны на рис. 9.

Хорошим примером крупного соляного штока может служить Роменское солянокупольное поднятие, строение которого показано на рис. 8, б. Оно было описано в работах У.Н. Питковской, Ю.А. Косыгина, Е.О. Новича, И.С. Усенко и Л.Г. Бернадской, А.А. Иванова, И.Ф. Левицкого и др. Свод соляного массива

в плане имеет форму овала, вытянутого почти в широтном направлении, при длине осей 5.5 и 1.6–1.8 км. Крылья структуры падают круто, причем в верхней части она расширяется и по северному краю образует карниз шириной 250–300 м. На участках, прилегающих к скважине, мощность материнской соленосной толщи колеблется от долей до 25–30 м; она сложена каменной солью, доломитами, ангидритами, мергелями и глинами. Внутри штока ангидрит-доломитовые и терригенные породы часто раздроблены и превращены в брекчию.

На вершине соляного диапира располагается гипс-ангидритовый покров, состоящий из глыб ангидрита и гипса, сцементированных глиной и мергелем. Его мощность достигает 50 м, но местами он полностью отсутствует. Венчает кепрок (шляпу диапира) глыбовая брекчия мощностью до 200 м; в ней встречаются глыбы диабазы. Если нижняя часть кепрока, скорее всего, возникла при растворении пород растущего купола в зоне активного гидродинамического водообмена, то брекчия верхней части, по мнению Ю.А. Косыгина [30], образовалась в результате перемыва поднятия водами верхнемеловых и палеогеновых морей.

В целом очевидно, что рост соляных диапиров осуществлялся в течение длительного отрезка геологического времени и представляет собой сложный геологический процесс. Большинство исследователей, изучавших соляную тектонику ДДВ, считает, что начало образования диапиров относится к концу карбона, хотя Л.Ф. Лунгергаузен [39] связывает их с меловым временем, а А.М. Куциба [34] – с девон-карбоновым.

По данным В.Я. Клименко [25, 26], заметное усиление роста соляных диапиров в ДДВ происходило в меловое и палеогеновое время. На этом этапе соляные штоки нередко образовывали острова, возвышающиеся над уровнем меловых и палеогеновых морей.

В северо-восточной и юго-западной частях ДДВ крупные продольные разломы в девон-карбоновых толщах, контролируемые диапиры, отражаются в виде флексур или диапировых складок. Именно с ними связаны не только соляные купола и штоки, но и разнообразные месторождения нефти и газа.

В пределах ДДВ промышленная нефтегазоносность установлена в девоне и карбоне многих диапировых складок (Чернухинское, Радченковское, Колайдинское месторождения нефти); в вышележащих толщах карбона, перми, триаса и отчасти юры известны промышленные залежи углеводородных газов (Машевское, Елизаветинское, Литвиновское месторождения).

Необходимо также отметить, что соляные поднятия и штоки в ДДА на дневной поверхности очень часто сопровождаются восходящими источниками рассольных термальных вод хлоридно-натриевого состава с минерализацией, достигающей 200–270 г/л, и разнообразными нефтегазопроявлениями [2].

Механизм образования соляных куполов и штоков в различных районах мира рассматривался в работах Н.С. Шатского, В.И. Лучицкого, Ю.А. Косыгина, В.Г. Бондарчука, И.Е. Слензак, В.Я. Клименко, С.В. Шумилина, Г.А. Беленицкой, Б.И. Долишнего, Г. Клэпп (G. Klapp), К. Ромейн (C. Romein), С.С. Харрисон (S.S. Harrison), Дж.М. Лис (G.M. Lees), Л.Дж. Неттлтон (L.J. Nettleton), Д.С. Бартон (D.S. Barton), Ф.М. Ван Тейл (F.M. Van Tuyl) и многих других геологов.

К сожалению, по ряду объективных причин не было проведено детальных литолого-минералогических исследований интересующих нас соляных образований. Поэтому предлагается лишь самая общая геологическая модель их возникновения.

Суть ее следующая. Соляная масса эвапоритовых толщ, особенно при наличии в них подземных вод (рассолов), представляет собой пластическое образование. Повышение геостатического давления и температуры при погружении вглубь стратисферы и образование жесткого перекрытия из уплотненных осадочных пород создают условия для начального этапа диапирообразования; возникают аномально высокие пластовые давления и существенно увеличивается пластичность соляных масс.

«Спусковым крючком» начала движения масс пластичных солей могут, по-видимому, являться процессы формирования тектонических обломков, образующих высокопроницаемые зоны, вертикальные движения тектонических обломков фундамента, складкообразование и особенно образование флексур и синклиналей, а также сейсмические толчки, активизирующие перемещение пластичной соли. В сущности процессы формирования соляных штоков и столбов во многом сходны с образованием и развитием грязевых вулканов. Детали соляного диапиризма различными исследователями трактуются по-разному. Так, например, критическое давление, при котором соль начинает течь, изменяется от 160 до 8300 кг/см², хотя чаще всего указывают на значение 150–160 кг/см². Мощность перекрывающих отложений, при которой начинается пластическое течение, оценивается в пределах от 1000 до 4470 м, хотя наиболее вероятной представляется величина, вычисленная Ф.М. Ван Тейлем [103] – 3500 м, что соответствует давлению в 805 кг/см².

Очевидно, что величина нагрузки на залежи солей сама по себе не является первопричиной движения и образования соляных инъекций, она лишь подготавливает материал к пластическим деформациям. Как отмечал Н.М. Страхов [63], перетекание пластического материала и возникновение тангенциальных (и вертикальных) тектонических напряжений приводит к внедрению соляных масс в вышележащие отложения. При этом, так же как и во время грязевулканических процессов, рассолы, вода и полужидкая диапировая масса проникают в наиболее проницаемые и ослабленные участки в перекрывающих толщах осадочных пород.

Следует отметить, что проявления соляной тектоники на дневной поверхности морфологически чрезвычайно сходны с проявлениями грязевого вулканизма, на что обратил внимание еще Ю.А. Косыгин [30, 31]. Действительно, соляные диапиры на дневной поверхности, так же как грязевые вулканы, образуют холмы, столбы и другие формы рельефа. Нередко с вершин таких поднятий сползают «соляные языки», они бывают окружены кольцевыми провалами и сопровождаются источниками высокоминерализованных горячих рассолов. Более подробно это сходство соляной тектоники и грязевого вулканизма рассмотрено нами в других работах [81].

О металлогении районов развития «эвапоритового» элизионного процесса

Среди месторождений полезных ископаемых, распространенных в регионах развития «эвапоритового» элизионного процесса, четко выделяются три группы: 1) месторождения и рудопроявления, отчетливо связанные с горячими рассолами и солянокупольными структурами; 2) месторождения, контролируемые трещинами и разломами; 3) стратиформенные залежи сульфидов Cu–Pb–Zn.

Месторождения, генетически связанные с солянокупольными структурами сформировались на основе элизионного развития девонских солеродных толщ Припятской и Днепрово-Донецкой впадин. При этом следует иметь в виду, что многие рассолы при нагревании и взаимодействии с вмещающими осадочными толщами извлекают из терригенных обломков и глинистых минералов большое количество тяжелых металлов. Это хорошо подтверждается анализом табл. 6, где сопоставляются концентрации тяжелых металлов в рассолах различных регионов мира. Из приведенных в таблице данных следует, что содержания Mn, Fe, Cu, Pb, Zn, Cr, Ni в рассолах в десятки и сотни тысяч раз превышают их содержания в морской воде. Особенно интенсивно в них накапливаются марганец, железо и свинец, кларк концентрации которых колеблется в пределах 20000–850000. Более молодые по возрасту рассолы Челекена и Красноморского рифта также обогащены тяжелыми металлами, хотя концентрации их несколько уступают концентрациям рассолов древних платформенных образований. Следует также подчеркнуть, что при поступлении в область повышенных температур и давлений рассолы становятся особенно агрессивными и способными избирательно извлекать некоторые элементы из содержащих их пород. Так, например, в опытах Н.И. Хитарова [68] при взаимодействии хлоридных рассолов с рудоносными породами при $T = 400\text{--}600\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 20\text{--}30\text{ МПа}$ был получен раствор, содержащий 3–5 г/л свинца. Весьма характерно, что в присутствии хлоридов металлы рассолов обнаруживают склонность к комплексообразованию и образуют миграционноспособные соединения типа Na_3MeCl_6 или NaMeCl_4 . Любопытно также, что сходным образом ведет себя ртуть, легко формирующая хлоридные комплексы.

Другая и не менее важная причина формирования металлоносных рассолов – слабая химическая дифференцированность аридных формаций, на которую уже давно обратили внимание литологи. Как показано, например, в работах Н.М. Страхова [64] и В.Д. Шутова [97, 98], для терригенных отложений аридных зон характерны граувакки, то есть песчаники, в которых преобладают полимиктовые обломки материнских пород, где обычно концентрируются химические элементы, типичные для данной петрографической провинции. Так, например, граувакки Приуралья (Россия) обычно обогащены Cu и Sr [28], красноцветные толщи Тянь-Шаня содержат значительные количества свинца и меди [40, 55]; граувакки Вайоминга (США) обогащены U, Th, Co, Cr, V, Ni и другими металлами [104].

Не вызывает сомнения, что контакт этих полимиктовых отложений с агрессивными высокоминерализованными рассолами на всех стадиях галогенеза и при высоких температурах должен приводить к их разрушению и обогащению жидкой фазы растворенными металлами.

Табл. 6
Распределение тяжелых металлов в рассолах (мг/л)

Элементы	Сибирская платформа, Иркутский амфигеар, кембрий – верхний, протерозой [54]			Русская платформа, Припятский прогиб, девон [30]			Туранская платформа, Челекен, миоцен – плиоцен [33]			Красноморский рифт, плиоцен-четвертичные отложения [7, 100]						СКС									
	от	до	Ср	от	до	Ср	от	до	Ср	Впадина Аглантис-II			Впадина Дискавери												
	КК	КК	КК	КК	КК	КК	КК	КК	КК	от	до	Ср	от	до	Ср	КК	КК								
Mn	0.2	2000	300	150000	44.61	435.03	195.42	97710	0.09	13.60	6.85	3425	2.39	48.50	23.85	11925	80	80	80	40000	29	67	50	25000	0.002
Fe	0.08	2800	220	22000	736.13	2179.37	1453.43	145334	0.07	17.30	8.69	869	0.33	27.73	14.03	1409	0.2	80	39.5	3950	0.04	4.2	3	300	0.01
Cu	0.6	29	6	2000	0.76	1.09	0.86	253	0.08	1.32	0.70	233	1.33	8.34	4.83	1610	0.2	0.3	0.25	83.3	0.005	0.22	0.1	33.3	0.003
Pb	0.6	84	23	833333	2.65	3.13	2.89	96333	сл.	5.78	2.89	96333	0.25	7.70	3.98	13266	0.01	0.6	0.29	9667	0.005	0.22	0.2	6667	0.00003
Zn	0.2	28	7	700	15.12	35.26	24.97	2497	сл.	2.70	1.35	35	2.36	5.0	3.68	368	0.3	0.6	0.45	45	?	?	0.8	80	0.01
Cr	0.1	4.5	1.6	32000	0.81	1.23	1.16	23200	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.00005
Ni	н.о.	н.о.	0.01	5	1.36	6.31	5.01	2505	0.27	1.20	0.74	2000	<0.3	2.30	1.0	5.0	0.003	0.003	0.003	0.15	н.о.	н.о.	0.3	150	0.002
Общая минерализация, г/л	36–600			334.08–366.95			142.6–370.7			239.6–273.4			257.76			257.37									

Примечание: Ср – среднее; КК – кларк концентрации; СКС – среднее кларковое содержание элементов в морской воде [14]

Напомним также, что, как правило, рассолы, связанные с солеродными толщами, погруженными на большие глубины, по господствующим в них температурам мало отличаются от типичных гидротерм.

Распределение рудной минерализации, связанной с солянокупольными диапирами в пределах ДДВ, исследовали Д.П. Хрущев [87], А.А. Гойжевский с соавторами [13], Д.П. Хрущев и Г.С. Компанец [88], В.А. Шумлянский и др. [96], Е.А. Басков и др. [3].

Д.П. Хрущевым [87] была описана рудная минерализация, проявившаяся в 23 соляных поднятиях; позднее Д.П. Хрущевым и Г.С. Компанец [88] были исследованы закономерности локализации оруденения еще в 11 солянокупольных районах. Весь изученный материал позволил выделить три геохимические ассоциации: 1) Fe, Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Au, U, Ce, F, La; 2) Hg, Cu, Zn, Pb, As, Ni, Co, Bi, Mo; 3) Pb, Zn, Cu, Hg, Co, Ni, Mo, V, La, Au, F. Этими авторами было показано, что ртутно-полиметаллическая, флюорит-редкоземельная минерализация обычно локализуется в центральных частях грабена ДДВ, тогда как полиметаллическая тяготеет к краевым зонам.

В качестве примера месторождения, связанного с солянокупольной структурой, можно привести Адамовку – месторождение урана и полиметаллов, разведанное в юго-восточной части Бахмутской котловины ДДВ, детально исследованное И.Д. Ермаковым с соавторами [20] и описанное в работе Г.В. Комаровой [27].

Месторождение локализовано в отложениях верхней перми и триаса. Оно расположено между двумя брахиантиклиналями, разделенными флексурой, которая прорвана соляным штоком девонской соли (рис. 10, а). Уран-полиметаллическое оруденение в плане образует полосу, контролируемую сбросом; это тектоническое нарушение отражает внедрение в складчатые толщи соляных масс штока.

Район развития тектонических нарушений, вокруг которого реализовались различные стадии рудного процесса, изображен на рис. 10, б. Весь рудный процесс включает три дорудных стадии: развитие обеления пород за счет выноса железа, каолинитизации и окремнения; рудный этап, связанный с внедрением и фиксацией ураноносных битумов с примесью сульфидов железа и молибдена (с рением), и завершающий этап березитизации смектитов, обусловленный поступлением хрома. К постурановой стадии относится также образование киновари, прожилки которой местами секут урано-битумные скопления.

Характеризуя источники оруденения, авторы работы [20] высказывают предположение, что все металлы извлекались из девонских отложений и вовлекались в движение рассолов, которые, как мы видим, определялись элизионными движениями солей и связанных с ними рассолов.

Жильные, заведомо связанные с тектоническими разломами рудопроявления и месторождения широко развиты в разных частях ДДВ и прилегающих регионов. Так, например, А.С. Махнач и др. [51] отмечают, что для межсолевых и подсолевых карбонатных пород девона Березинской и Речицко-Шатилковской ступеней Припятской впадины характерно широкое развитие концентраций пирита, сфалерита и халькопирита, нередко с доломитом, ангидритом, баритом, флюоритом, кварцем и галитом. Эта ассоциация присутствует в разных стратиграфических интервалах девона, носит «сквозной» характер.

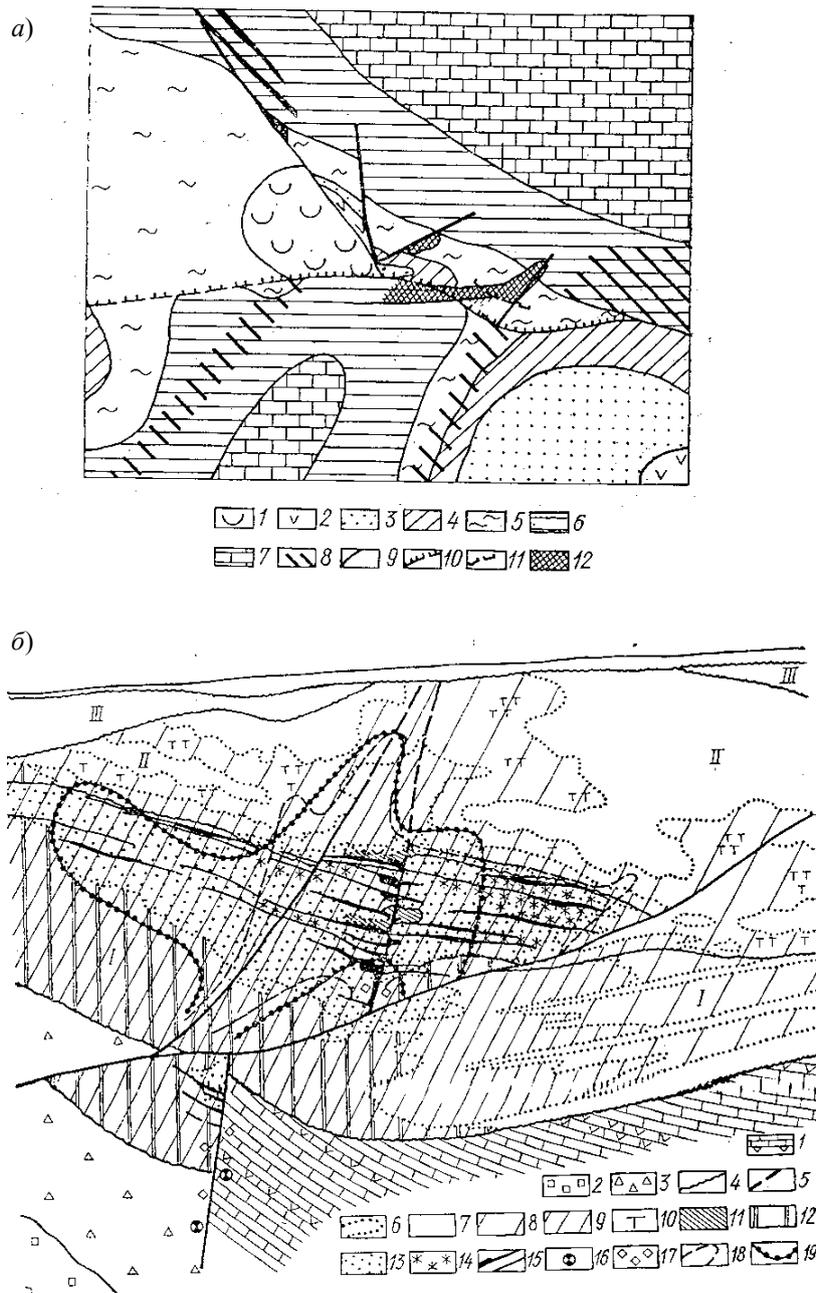


Рис. 10. Закономерности залегания урано-битумных руд Адамовки: а) схематическая карта района месторождения [20]: 1 – брекчии соляного штока, 2 – галогенно-карбонатный комплекс нижней перми, 3–5 – континентальные отложения пермо-триаса (3 – нижний красноцветный горизонт, 4 – средний пестроцветный горизонт, 5 – верхний сероцветный горизонт), 6–7 – послетриасовые морские отложения (6 – глинистая серия, 7 – карбонатная серия), 8 – флексуры, 9 – сбросы, 10 – надвиг, 11 – линия пересечения надвига с кровлей нижнего красноцветного горизонта, 12 – зона проявления урано-битумного оруденения; б) зональность эпигенетических изменений в рудоносных толщах пермо-триаса (фрагмент разреза) [27]: I – нижний красноцветный горизонт; II – средний пестроцветный горизонт; III – верхний сероцветный горизонт: 1 – галогенно-карбонатные отложения, 2 – каменная соль соляного штока,

3 – диапировая брекчия, 4 – границы стратиграфических комплексов, 5 – разрывные нарушения, 6 – границы зон эпигенетических изменений, 7 – неизменные пестроцветные терригенные породы, 8–10 – эпигенетические изменения (8 – первая стадия, образование зеленых гидрослюд и сидерита (окраска пород сиреневая и зеленовато-белесая), 9 – каолинизация (обеление пород), 10 – локальная карбонатизация (бессульфидная)), 11 – образования халцедона и кварца в ассоциации с дисульфидами железа (вторая стадия), 12 – отложение кальцита в ассоциации с пиритом (третья стадия), 13–15 – четвертая стадия (13 – образование тонкокристаллических выделений дисульфидов железа, 14 – развитие хромсодержащих глинистых минералов, 15 – образование скоплений твердых черных нерастворимых битумов, содержащих U, Mo, Re и др.), 16–17 – послеурановые стадии – прожилковые и гнездовидно-вкрапленные выделения (16 – киноварь, 17 – пирит, галенит, сфалерит), 18–19 – ореолы растворимых цветных битумов (18 – твердых и вязких, 19 – жидких)

В работе [3] утверждается, что в пределах Старобельско-Миллеровской антиклинали, прилегающей к Северодонецкому надвигу, бурением было обнаружено большое количество свинцово-цинковых рудопроявлений в ниже- и среднекарбонových известняках и доломитах. Минерализация была установлена на площади в несколько десятков км² скважинами. Полиметаллическое оруденение в виде прожилково-вкрапленных тел, местами в виде линзовидных залежей пространственно связано с эпигенетическими доломитами. Среди рудных минералов обнаружены пирит, сфалерит, галенит, марказит, арсенопирит; в жильных образованиях – барит, флюорит, киноварь.

Ф.Ф. Таранушич [65], исследовавший распределение элементов-примесей в карбонových углях Большого Донбасса с помощью кластерного анализа, показал, что на фоне глобальных геохимических полей, в общих чертах совпадающих со складчатым строением региона, обнаруживаются локальные аномалии Pb, Zn, Mo, W, Hg и других металлов, отчетливо тяготеющих к пересечению разломов.

В целом не остается сомнений в том, что в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена, с одной стороны, четко проявился элизионный рудогенез, тесно связанный с формированием и развитием соляных диапиров, а с другой – протекал «наложенный» эксфильтрационный, собственно гидротермальный процесс, развитие которого было тесно связано с разломной тектоникой, а его «спусковым крючком» являлось отражение магматической и вулканогенно-гидротермальной деятельности фундамента платформы.

Научиться идентифицировать и различать эти два разные по своей природе явления – главная задача российских и украинских металлогенистов. К сожалению, это задача будущего.

В заключение следует отметить, что в районах Припятской котловины и на территории Большого Донбасса известны *стратиформные месторождения меди, свинца и цинка* (Бахмутская, Кальмиус-Торецкая котловины) и *киновари* (Никитовский район Большого Донбасса). Одни исследователи считают их типично осадочными образованиями, другие – гидротермальными. Возможно, что их возникновение также имеет прямое отношение к элизионным явлениям этого региона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00016).

Summary

V.N. Kholodov. Types of Catagenetic Transformations in Stratisphere, and Sedimentary Mineral Deposits.

The article examines elision processes associated with catagenetic transformations of plastic sedimentary rocks in closed physico-chemical systems. Three main types of elision transformations corresponding to consolidation of clay, coals, and evaporites are distinguished and analysed.

Key words: stratisphere, elision processes, diagenesis, catagenesis, fluids, mineralization.

Литература

1. *Балуховский Н.Ф.* Тектоника юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и ее связь с тектоникой Донбасса // Геология СССР. Т. V. Украинская и Молдавская ССР. Ч. III. Геологическое описание платформенной части. – М.: ГОНТИ, 1958. – С. 871–882.
2. *Басков Е.А.* Основы палеогидрогеологии рудных месторождений. – Л.: Наука, 1983. – 263 с.
3. *Басков Е.А., Вересов С.А., Учителева Л.Г. и др.* Гидрогеохимия и палеогидрогеология типовых структурных металлогенических зон. – СПб.: Наука, 1993. – 252 с.
4. *Белоконь В.Г., Вырвич Г.П., Носова И.К. и др.* Донецкий каменноугольный бассейн // Петрология палеозойских углей СССР. – М.: Недра, 1975. – С. 85–110.
5. *Бондарчук В.Г.* Нарис тектонічної будови території Української РСР // Геологічний журн. АН УССР. – 1955. – Т. XV, Вып. 3. – С. 30–56.
6. *Бобровник Д.П.* Петрография осадочно-продуктивной товщі карбону Львівсько-Волинського вугільного басейну. – Львів: Вища шк., Вид-во при Львів ун-ті, 1960. – 123 с.
7. *Бутузова Г.Ю.* Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. – М.: ГЕОС, 1998. – 312 с.
8. *Валяшко М.Г.* Генезис рассолов осадочной оболочки // Химия земной коры. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – Т. I. – С. 253–278.
9. *Вассоевич Н.Б.* О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза // Геология и геохимия. – 1957. – Вып. I (VII). – С. 156–176.
10. *Вернадский В.И.* Избранные сочинения. Т. I. – М.: Изд-во АН СССР, 1954. – 695 с.
11. *Волков В.Н.* О возможном сокращении мощностей пластов в ряду торф-антрацит // Сов. геология. – 1964. – № 5. – С. 85–97.
12. *Волков В.Н.* Генетические основы морфологии угольных пластов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Л., 1971. – 42 с.
13. *Гойжевский А.А., Скаржинский В.И., Шумлянский В.А. и др.* Металлогения фанерозоя платформенной части Украины. – Киев: Наукова думка, 1984. – 204 с.
14. *Гольдберг Э.Д.* Геохимия моря // Геохимия литогенеза. – М.: Иностран. лит., 1963. – С. 431–459.
15. *Григорьев С.М.* О процессах образования и свойствах горючих ископаемых. – М.: Изд-во АН СССР, 1954. – 395 с.
16. *Губкин И.М., Федоров С.Ф.* Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с нефтяными месторождениями Крымско-Кавказской геологической провинции. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. – 44 с.
17. *Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. – М.: Наука, 1990. – 213 с.

18. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Д. Породообразующие минералы. – М.: Мир, 1966. – Т. 3. – 317 с.
19. Дурмишьян А.Г., Халилов Н.Ю. Аномально высокие пластовые давления // Геология нефти и газа. – 1972. – № 8. – С. 34–39.
20. Ермаков И.Д., Иванов Д.Н., Комарова Г.В. и др. Геохимические и минералого-геохимические особенности урано-битумных месторождений в красноцветных толщах // Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. – М.: Наука, 1968. – С. 125–200.
21. Жемчужников Ю.А. Общая геология ископаемых углей. – М.: ОНТИ, 1948. – 68 с.
22. Зарицкий П.В. О возможности использования конкреций для определения сокращения мощности исходного вещества каменного угля // Докл. АН СССР. Сер. геол. – 1965. – Т. 164, № 3. – С. 668–669.
23. Зарицкий П.В. Конкреции и значение их изучения при решении вопросов угольной геологии и литологии. – Харьков: Изд-во ХГЦ, 1985. – 177 с.
24. Иванов А.А., Воронова М.Л. Галогенные формации. – М.: Недра, 1972. – 328 с.
25. Клименко В.Я. Структура Днепровско-Донецкой впадины. Условия ее формирования и закономерность размещения в ней месторождений нефти и газа. – Киев: Изд-во АН УССР, 1957. – 103 с.
26. Клименко В.Я. Тектоника Днепровско-Донецкой впадины // Геология СССР. Т. V. Украинская и Молдавская ССР. Ч. I. Геологическое описание платформенной части. – М.: ГОНТИ, 1958. – С. 848–965.
27. Комарова Г.В. Месторождения, образованные восходящими жильными водами // Гидрогенные месторождения урана. – М.: Атомиздат, 1980. – С. 230–248.
28. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Проблемы эпигенеза // Эпигенез и его минеральные индикаторы. – М.: Наука, 1971. – С. 9–34.
29. Косыгин Ю.А. Тектоника соляных поднятий Днепровско-Донецкой впадины // Бюл. МОИП. Отд. геол. Новая сер. – 1946. – Т. 21, № 3. – С. 9–58.
30. Косыгин Ю.А. Соляная тектоника платформенных областей. – М.: Гостоптехиздат, 1950. – 228 с.
31. Косыгин Ю.А. Основы тектоники нефтеносных областей. – М.: ГОНТИ, 1952. – 510 с.
32. Кудельский А.В., Шиманович В.М., Махнач А.А. Гидрогеология и рассолы Припятского нефтегазоносного бассейна. – Минск: Наука и техника, 1985. – 223 с.
33. Кудряшов Е.В. Геологический очерк грязевого вулкана Шуго (Кубань) // Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской провинции: Сб. ст. – М.: Изд-во АН СССР, 1939. – С. 45–57.
34. Куциба А.М. Материалы по геологии Исачковского соляного купола // Труды науч. конф. – Киев: Изд-во АН УССР, 1939. – С. 15–28.
35. Лебедев Л.М., Никитина И.Б. Челекенская рудообразующая система. – М.: Наука, 1983. – 239 с.
36. Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. – Л.: Наука, 1968. – 92 с.
37. Логвиненко Н.В., Карпова Г.В. Стадии изменений каменноугольных отложений Большого Донбасса // Осадконакопление и угольные пласты карбона СССР. – М.: Наука, 1968. – С. 115–208.
38. Логвиненко Н.В., Карпова Г.В. Стадии изменений каменноугольных отложений Большого Донбасса // Осадконакопление и угольные пласты карбона СССР. – М.: Наука, 1971. – С. 211–220.

39. *Лунгерсгаузен Л.Ф.* К вопросу о тектонике Украины // *Материалы по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины.* – Киев: Изд-во АН УССР, 1941. – Вып. I. – С. 28–63.
40. *Лурье А.М.* Закономерности распределения свинцово-цинковой минерализации в междуречье Гава-Кассау. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 147 с.
41. *Лучинкин А.Г.* Кластические дайки песчано-глинистых отложений среднего карбона Северной антиклинали Донбасса // *Тектоника и стратиграфия.* – Киев, 1978. – № 5. – С. 46–47.
42. *Луцик П.П.* Влияние геологических факторов на горные работы в условиях глубоких шахт Донбасса // *Геология угольных месторождений: Материалы Всесоюз. совещ. по твердым горючим ископаемым.* – М.: Наука, 1971. – Т. II. – С. 160–175.
43. *Лычагин Г.А.* Ископаемые грязевые вулканы Керченского полуострова // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* – 1952. – Т. 27. Вып. 4. – С. 3–13.
44. *Малинин С.И.* Прогноз устойчивости пород в горных выработках по разведочным данным (на примере Донбасса) // *Геология угольных месторождений: Материалы Всесоюз. совещ. по твердым горючим ископаемым.* – М.: Наука, 1971. – Т. 2. – С. 139–153.
45. *Матвеев А.К.* Основы закономерности распространения углей в СССР и практическое обоснование закономерностей изменения их свойств // *Труды ИГН АН СССР.* – 1947. – Вып. 90. – 389 с.
46. *Махнач А.А.* О природе катагенетической доломитизации межсолевых девонских отложений севера Припятской впадины // *Докл. АН БССР.* – 1977. – Т. XXI, № 5. – С. 447–449.
47. *Махнач А.А.* Постседиментационные изменения межсолевых девонских отложений Припятского прогиба. – Минск: Наука и техника, 1980. – 198 с.
48. *Махнач А.А.* Галокатагенез – специфическая совокупность наложенных постседиментационных процессов // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* – 1981. – № 10. – С. 141–145.
49. *Махнач А.А.* Катагенез и подземные воды. – Минск: Наука и техника, 1989. – 315 с.
50. *Махнач А.А.* Стадийный анализ литогенеза. – Минск: Изд-во БГУ, 2000. – 255 с.
51. *Махнач А.А., Шиманович В.М., Лебедев Л.Д.* Йодо-бромные рассолы Припятского прогиба (объем и масса растворенных компонентов) // *Докл. АН БССР.* – 1981. – Т. 25, № 7. – С. 630–632.
52. *Махнач А.А., Гулис Л.Ф., Махнач Н.А. и др.* Постседиментационные изменения отложений платформенного чехла // *Геология Белоруссии.* – Минск: Изд-во АН Беларуси, 2001. – С. 678–688.
53. *Махнач А.А., Михайлов Н.Д., Шиманович В.М. и др.* Девонские отложения // *Постседиментационные изменения отложений платформенного чехла Белоруссии.* – Минск: Белорус. наука, 2007. – С. 68–191.
54. *Михалев А.К.* Схема механизма образования главного антиклинория Донецкого бассейна // *Геология угольных месторождений.* – М.: Наука, 1971. – Т. 2. – С. 32–41.
55. *Неймышев М.В.* Геохимические ассоциации элементов-примесей в некоторых горизонтах кайнозойской пестроцветной формации Тянь-Шаня // *Рассеянные элементы в осадочных формациях Тянь-Шаня.* – Фрунзе: ИЛИМ, 1967. – С. 332–340.
56. *Орлов О.М.* О природе кластических даек в угленосной свите среднего карбона юго-западной части Донбасса // *Вестн. Харьк. гос. ун-та.* – 1977. – № 162. – С. 16–22.
57. *Пиннекер Е.В.* Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. – М.: Наука, 1966. – 332 с.

58. *Поливанова А.И.* Рассолы солеродных бассейнов и подземные рассолы районов соленакопления // Проблемы соленакопления. – Новосибирск: Наука, 1977. – Т. 1. – С. 186–192.
59. *Погребницкий Е.О.* Геологическая история Донецкого бассейна как один из факторов метаморфизма углей // Труды VII сессии Междунар. геол. конгресса. – М.: ГОНТИ, 1939. – Т. I. – С. 64–89.
60. *Прокопов К.А.* Усложнения в антиклиналях Керченского полуострова // Труды ГГРУ ВСНХ СССР. – 1931. – Вып. 38. – С. 37–83.
61. *Рухин Л.Б.* Основы литологии. – Л.; М.: ГОНТИ, 1953. – 656 с.
62. *Соколов Б.А., Холодов В.Н.* Флюидогенез и флюидодинамика осадочных бассейнов – новое направление в геологии // Отеч. геология. – 1993. – № 11. – С. 64–75.
63. *Страхов Н.М.* Очерки геологии кунгура Ишимбаевского нефтеносного района // Бюл. МОИП. Ч. I. Стратиграфия и тектоника. – 1947. – 144 с.
64. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – Т. 3. – 550 с.
65. *Таранушич Ф.Ф.* Элементы-примеси в углях Восточного Донбасса // Литол. и полез. ископ. – 2003. – № 1. – С. 97–103.
66. *Успенский В.А.* Введение в геохимию нефти. – М.: Недра, 1970. – 309 с.
67. *Федоров С.Ф.* Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции и диапиризм // Результаты исследований грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции: Сб. ст. – М.: Изд-во АН СССР, 1939. – С. 5–44.
68. *Хитаров Н.И.* Вопросы формирования гидротермальных растворов // Труды Лаборатории вулканологии АН СССР. – 1961. – Вып. 19. – С. 34–44.
69. *Холодов В.Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). – М.: Наука, 1983. – 150 с.
70. *Холодов В.Н.* Роль регионального катагенеза в формировании термальных газоводных растворов (к теории стратиформного рудообразования) // Генезис редкометальных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. – М.: Наука, 1986. – С. 6–28.
71. *Холодов В.Н.* О роли песчаного диапиризма в трактовке генезиса грязевых вулканов // Литол. и полез. ископ. – 1987. – № 4. – С. 12–28.
72. *Холодов В.Н.* К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Сообщение 1. Южно-Каспийский элизионный бассейн // Литол. и полез. ископ. – 1990. – № 6. – С. 3–25.
73. *Холодов В.Н.* Модель элизионной рудообразующей системы и некоторые проблемы гидротермально-осадочного рудообразования // Редкометально-урановое рудообразование в осадочных породах. – М.: Наука, 1995. – С. 10–31.
74. *Холодов В.Н.* Физико-химическая наследственность в процессах осадочного породообразования в свете современных данных // Вестн. ОГГГН РАН. – 1998. – № 1. – С. 153–175.
75. *Холодов В.Н.* Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщение 1. Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов // Литол. и полез. ископ. – 2002. – № 3. – С. 227–243.
76. *Холодов В.Н.* Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщение 2. Геолого-геохимические особенности и модель формирования // Литол. и полез. ископ. – 2002. – № 4. – С. 339–358.
77. *Холодов В.Н.* Эпигенетическое рудообразование и «закон» физико-химической наследственности // Современные проблемы геологии. – М.: Наука, 2004. – С. 500–537.
78. *Холодов В.Н.* Геохимия осадочного процесса – М.: ГЕОС, 2006. – 608 с.

79. *Холодов В.Н.* Осадочные бассейны; закономерности их формирования и принципы классификации. Сообщение 1. Бассейны седиментации // Литол. и полез. ископ. – 2010. – № 1. – С. 3–27.
80. *Холодов В.Н.* Осадочные бассейны; закономерности их формирования и принципы классификации. Сообщение 2. Осадочные породные бассейны // Литол. и полез. ископ. – 2010. – № 3. – С. 268–308.
81. *Холодов В.Н.* Элизионные системы Днепрово-Донецкого авлакогена. Сообщение 2. Катагенетические процессы Днепрово-Донецкой и Припятской впадин и некоторые особенности металлогении авлакогена // Литол. и полез. ископ. – 2012. – В печати.
82. *Холодов В.Н., Дементьева О.Ф., Петрова Р.Н.* Проблема формирования вторичной пористости в песчаных коллекторах элизионных бассейнов // Коллекторские свойства на больших глубинах. – М.: Наука, 1985. – С. 19–25.
83. *Холодов В.Н., Шмаритович Е.М.* Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем // Геология рудных месторождений. – 1992. – № 1. – С. 3–32.
84. *Холодов В.Н., Недумов Р.И.* Зона катагенетической гидрослюдизации глин – арена интенсивного перераспределения химических элементов. Сообщение 1. Геолого-литологические особенности и механизм формирования элизионных систем Восточного Предкавказья // Литол. и полез. ископ. – 2001. – № 6. – С. 563–582.
85. *Холодов В.Н., Недумов Р.И.* Зона катагенетической гидрослюдизации глин – арена интенсивного перераспределения химических элементов. Сообщение 2. Минералогическо-геохимические особенности зоны катагенетической гидрослюдизации // Литол. и полез. ископ. – 2001. – № 6. – С. 582–610.
86. *Хотьков А.Е.* Геологическая роль процессов подземного выщелачивания галогенных пород // Труды ВНИИГ. – 1956. – Вып. 35. – С. 422–451.
87. *Хрущев Д.П.* Литология и геохимия галогенных формаций Предкарпатского прогиба. – Киев: Наукова думка, 1980. – 313 с.
88. *Хрущев Д.П., Компанец Г.С.* Литология галогенных и красноцветных формаций Предкарпатья. – Киев: Наукова думка, 1988. – 193 с.
89. *Червинская М.В., Забелло Е.Д., Смекалкина Л.В. и др.* Типы соляных диапиров и их роль в формировании локальных структур ДДВ // Материалы симпозиума «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». – Киев: Наукова думка, 1966. – С. 24–36.
90. *Черноусов Я.М.* Структурно-генетические закономерности мезозойского угленакопления на восточном склоне Северного и Южного Урала: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Л., 1955. – 38 с.
91. *Черноусов Я.М.* Курс общей геологии угольных месторождений. – М.: ГОНТИ, 1962. – 295 с.
92. *Шварц Х., Лаунтер Г.* Об обугливания сена до образования углей в природе. – М.: Изд-во ГОНТИ, 1930. – 78 с.
93. *Широков А.З.* Формы складчатых и разрывных месторождений Донбасса // Изв. Днепропетр. горн. ин-та. – 1958. – № 6. – С. 128–143.
94. *Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Лебедев Ю.С. и др.* Грязевой вулканизм и рудопроявление. – Киев: Наукова думка, 1971. – 332 с.
95. *Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Игнатенко Г.И. и др.* Грязевые вулканы Курченско-Таманской области (атлас). – Киев: Наукова думка, 1986. – 149 с.
96. *Шумлянский В.А., Деревская Е.И., Дубарь Т.В. и др.* Рудообразование в условиях катагенеза и метагенеза // Геол. журн. – Киев, 1990. – № 2. – С. 33–44.
97. *Шутов В.Д.* Граувакки. – М.: Наука, 1972. – 345 с.

98. *Шутов В.Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. – М.: Наука, 1975. – 110 с.
99. *Шутов В.Д., Дриц В.А., Сахаров Б.А.* Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослоду при региональном эпигенезе // Эпигенез и его минеральные индикаторы. – М.: Наука, 1971. – С. 54–62.
100. *Эмери К., Хант Дж., Кейс Э.* Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря // Современное гидротермальное рудоотложение. – М.: Мир, 1974. – С. 7–26.
101. *Falini F.* On the formation of coal deposits of lacustrine origin // Geol. Soc. Am. Bull. – 1965. – V. 76, No 12. – P. 1317–1346.
102. *Mott R.* The Origin and composition of coals // Fuel. Sci. Pract. – 1943. – V. 22, No 1. – P. 20–26.
103. *Van Tuyl F.M.* Contribution to Salt-Dome Problem // Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. – 1930. – V. 14, No 8. – P. 1041–1047.
104. *Vine J.D., Tourtelot E.B.* Geochemistry of Lower Eocene Sandstone in the Rocky Mountain Region. – Washington: U.S. Govt. Print. Off., 1973. – 36 p.

Поступила в редакцию
28.11.11

Холодов Владимир Николаевич – доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН, главный научный сотрудник лаборатории седиментологии и геохимии осадочных бассейнов Геологического института РАН.

E-mail: rostislavn@yandex.ru