

УДК 552.14

О.В. Япаскурт<sup>1</sup>

## ПОРОДООБРАЗОВАНИЕ В СТРАТИСФЕРЕ (ОПЫТ СТАДИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

В статье обобщены итоги новейших исследований, выполненных литологами (включая автора), которые совместно с гидрогеологами и геохимиками существенно уточнили представления о механизме процессов минералогенеза, флюидогенеза и разномасштабной ремобилизации осадочных веществ внутри стратисферы (надметаморфической осадочной оболочки земной коры), где за счет собственных резервов и задолго до метаморфизма часть осадков превратилась в совсем иные по минеральному составу и физико-химическим свойствам породы, а также руды. Сделаны выводы об открытости и самоорганизации стратисферы, которая вместе с выше- и нижележащими природными системами влияла на направленность и эволюцию осадочного процесса.

*Ключевые слова:* стратисфера, процесс, стадия, диагенез, катагенез, метагенез, метаморфизм, рудогенез, эволюция.

In the paper results of the latest research of lithologists (including author) that together with hydrogeologists and geochemists sufficiently detailed views about mechanisms of genesis of minerals and fluids and re-mobilization of sedimentary matter within stratisphere (above metamorphic sedimentary cover of the Earth crust) where due to own reserves and long before metamorphism the part of sediments is transformed into rocks and including ores with entirely different mineral composition and physico-chemical properties, are summarized. Conclusions about openness and self-organization of stratisphere which with above- and below lying natural systems influenced upon direction and evolution of sedimentary processes are additionally argued.

*Key words:* stratisphere, process, stage, diagenesis, katagenesis, metagenesis, metamorphism, ore genesis, evolution.

**Введение.** Литология решает свои научные задачи, как известно, в пределах двух планетарных сфер (сверху вниз), которые в соответствии с трудами Л.В. Пустовалова (1940) именуется: 1 — *зона осадкообразования* (далее — *седиментосфера*), охватывающая ныне и в геологическом прошлом всю земную поверхность вместе с гидросферой и атмосферой, а также подповерхностные участки проникновения в глубь Земли газовой и биогенных агентов гипергенеза; 2 — *стратисфера*, или вся осадочная оболочка, состоящая совокупно из продуктов современной и множества прошлых седиментосфер, которые до сих пор сохранились от денудации и не были подвержены метаморфическому изменению.

В пределах седиментосферы реализуются процессы начальных стадий осадочного цикла: мобилизация веществ (гипергенная, биогенная, вулканическая), перенос большинства из них и накопление в осадках (*седиментогенез*).

В пределах стратисферы реализуются дальнейшие стадии. Это, во-первых, превращение осадков в горные породы, или стадия *диагенеза*. В трактовке Н.М. Страхова она завершается, как правило, на глубине от нескольких десятков до нескольких сотен метров под верхней границей стратисферы. Далее следуют последиагенетические *вторичные изменения* осадочных пород (термин применили около середины

XX в. Н.М. Страхов и Л.В. Пустовалов). Информацию о них добывают косвенным путем — методом оптического и электронно-микроскопического *стадиального анализа* (СА) последовательности формирования, разрушения и трансформации минеральных и органических компонентов в породах (описания методов см. [Страхов, 1957; Япаскурт, 2008а, б]).

Обильный приток информации, добытой путем СА, поступал от литологов во второй половине прошлого века, по мере развития массового и глубокого бурения скважин, и продолжает поступать ныне [Симанович, Япаскурт, 2002; Япаскурт, 2005, 2008а]. Тем не менее в практике работы геологов и геофизиков далеко не все эти сведения учтены. Существует мнение о слабости вторичных изменений внутри стратисферы, т.е. вплоть до стадий регионального или контактового метаморфизма. Например, в учебниках по общей геологии традиционно тиражируется циклограмма (рис. 1, вверху), которую можно прочесть так: диагенез формирует осадочные породы, а они при соответствующих глубинных термобарических ( $T-P$ ) условиях метаморфизуются. В этой схеме дометаморфическую осадочную породу можно представить как некую инертную субстанцию. В действительности это не так. «Вторичные изменения» бывают настолько существенны, что некоторые виды осадочных пород задолго до метаморфизма приобретают такой

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра литологии и морской геологии, заведующий кафедрой, доктор геол.-минер. н., профессор; e-mail: yaskurt@geol.msu.ru

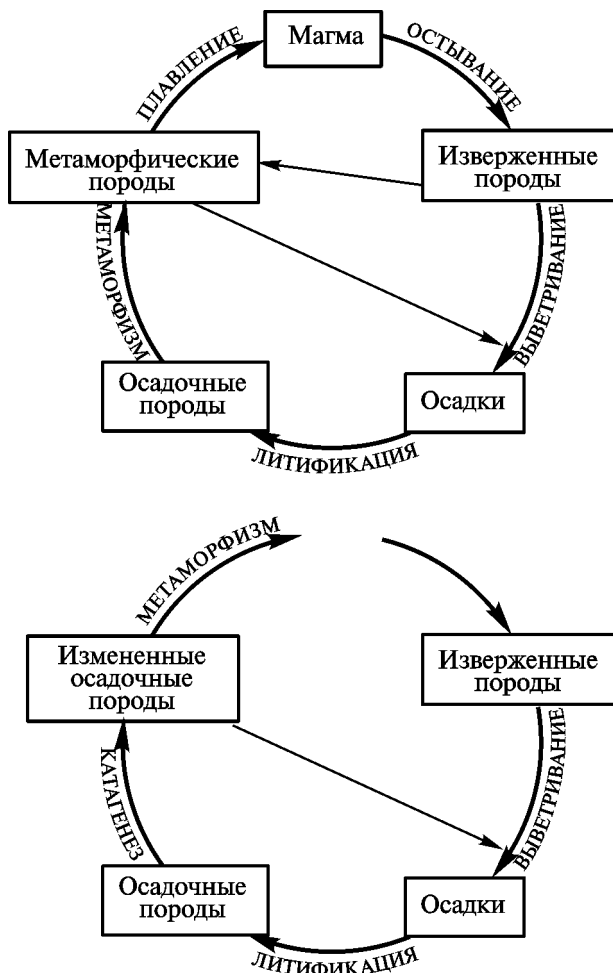


Рис. 1. Вверху — «круговорот горных пород», по [Короновский, 2010]; внизу — авторская корректировка этой схемы

минеральный состав и химизм, которые совершенно не наследуют состав и химизм исходного осадка. Из этого следует, что широко практикуемые петрологами методы петрохимических пересчетов аналитических материалов по метамородам дают сведения не обязательно о составе исходных осадков (как представляют авторы упомянутых методов). Петрохимические пересчеты чаще всего отражают конечные результаты внутристратисферных породных изменений, а последние, как правило, многостадийны.

Известно, что главную последиагенетическую стадию породных преобразований в отечественной литературе называют *катагенезом* (А.Е. Ферман, Н.Б. Вассоевич и Н.М. Страхов), реже *региональным эпигенезом* (Л.В. Пустовалов, А.Г. Коссовская, В.Д. Шутов и др.). В англоязычных публикациях эти категории объединяет понятие «Diagenesis». Отечественные литологи делят эту стадию на несколько градаций по показателям усиления измененности седиментогенного органического вещества (ОВ) согласно схеме Н.Б. Вассоевича 1975 г. либо на две-три подстадии согласно поэтапной смене аутигенных структурно-минеральных парагенезов в песчаных и глинистых породах (А.Г. Коссовская, Н.В. Логвиненко и др.).

Некоторые литологи по появлению неравновесных парагенезов минералов, свойственных хлорит-серицит-альбитовой фации зеленосланцевого метаморфизма в песчано-глинистых породах, превращению карбонатных отложений в мраморы, а каменных углей — в антрациты, выделяют еще одну стадию самых интенсивных породных изменений. Эту стадию называют *метагенезом* [Страхов, Логвиненко, 1959; Симанович, Япаскурт, 2002], или *апокатагенезом*, по Н.Б. Вассоевичу, или *анхиметаморфизмом* в номенклатуре зарубежных литологов. Представления о ее месте в осадочном процессе пока дискуссионны. По мнению А.А. Маракушева [Маракушев, 1986], И.М. Симановича [Симанович, 1978] и автора [Япаскурт, 2005], подкрепленному обильными материалами исследования многих терригенных комплексов орогенов, метагенез наложен на разные подстадии катагенеза и обусловлен локальными термальными импульсами ( $\Delta T$ ) из глубоких недр (превысившими фоновый температурный градиент) или стрессовыми напряжениями  $P_{st}$ , превысившими литостатическое ( $P_l$ ) и флюидное ( $P_f$ ) давление.

Следовательно, *образования стадии метагенеза можно рассматривать как внестратисферные, причислив их к начальным продуктам метаморфосферы*. Замечу, что этот вывод представит интерес для геологов-поисковиков стратиформных руд благородных металлов в высокоуглеродистых («черносланцевых») осадочных комплексах, так как известны доказательства корреляции этапов рудогенеза именно со стадией метагенеза таких пород ([Старостин, Япаскурт, 2007; Япаскурт, 2008а, гл. 10]).

Возвращаясь ко внутристратисферным обстановкам катагенеза, подчеркну, что литологи на протяжении последних 50 лет меняли представления о роли катагенеза в осадочном процессе. Традиционно считалось, что главные черты фациально-формационного плана осадочных толщ создаются на стадии седиментогенеза, а после диагенеза осадков вторичные (катагенетические) породные изменения вплоть до начала метаморфизма (а также при региональном метаморфизме) лишь наследуют физико-химическую природу изначальных осадков. Это известный «закон физико-химического наследования» седиментогенеза Л.В. Пустовалова, опубликованный им в учебнике 1940 г. В ряде случаев он имеет реальное подтверждение, но не всегда и не везде. Сейчас известны многие факты несоответствия природных явлений этому постулату. Перечислю некоторые из них.

В разрезах осадочных комплексов толщиной около нескольких километров (например, в глинисто-алевритопесчаных отложениях мезозоя на севере Западно-Сибирской плиты, в Вилюйской впадине и Верхоянской складчатой области [Япаскурт, Шиханов, 2009], а также в фанерозойских отложениях многих других регионов [Минский, 2007]) встречаются слои пород, которые наследуют от осадка только его текстурный «рисунок» и некоторую часть аллоти-

генных минеральных компонентов (корродированные песчаные зерна кварца, полевых шпатов и других минералов), но не менее 40–50% вещества этих слоев приобретает совершенно иные структуру, минеральный состав и химизм.

К таким в первую очередь относятся вторично карбонатизированные песчаники (рис. 2), наиболее широко развитые около древних водно-нефтяных контактов. В них сильнокорродированный обломочный «костяк» цементируется базальным или пойкилитовым агрегатом кристаллически-зернистого кальцита явно не седиментогенной природы, судя по размерам кристаллов (0,1–1,0 мм). Вторичная карбонатизация здесь афаціаль-

на: она встречается в отложениях фаций речного аллювия, дельтовых протоков, предустьевых баров и песчаных зерновых потоков на морском континентальном склоне. Механизмы процессов постседиментационного возникновения такой карбонатизации описаны в [Бурлин, 1991; Минский, 2007; Япаскурт, 2005]. Внешне эти породы выглядят как очень крепкие, монолитные. Петрографический и химический (обилие CaO и снижение количества SiO<sub>2</sub>) состав дает основание считать их не просто измененными осадками. Литологи вправе называть такие петротипы *новообразованными породами*. Они интересны для нефтяников как вероятные вторичные флюидоупоры. Частота их встречаемости в отдельных интервалах разреза меняется от редких случаев до 25% и более.

Выше описан единственный, но яркий пример «отрицательной» физико-химической наследственности. Существует немало других конкретных свидетельств того, как исходные и вторичные осадочные породы сильно разнятся структурно, минералогически и петрохимически. Это, например, многие хлоритиллитовые аргиллиты и исходные существенно смектиновые глины; некоторые кристаллически-зернистые доломиты и их исходная матрица — биогенные известняки и др. Можно добавить еще более яркий пример: глубинно-катагенетический генезис рифейских пластов магнезитов (Саткинское месторождение и др.) и сидеритов (Бакальское месторождение) Башкирского мегантиклинория. По данным уральских литологов Л.В. Анфимова [Анфимов, 2007], М.Т. Крупенина и В.В. Маслова, подкрепленным детальным литолого-фаціальным анализом, СА и геохимическими исследованиями, здесь матрицей для руд металлов послужили пластовые тела известняков и доломитов. В них при глубинном катагенезе из соседних с карбонатами мощных пачек глин привносились вместе с элизионной горячей водой ( $T \geq 100 \text{ }^\circ\text{C}$ ) ионы Mg<sup>2+</sup> и Fe<sup>2+</sup>, извлеченные вместе с H<sub>2</sub>O из

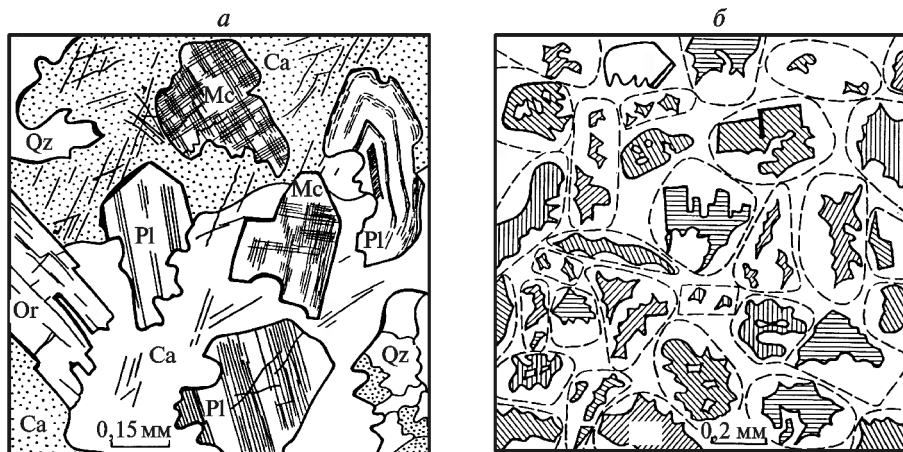


Рис. 2. Зарисовки шлифов мезозойских вторично карбонатизированных песчаников Тянь-Шаня, по Н.А. Минскому (1979): а — кальцитовый цемент пойкилитового типа (Ca) корродирует зерна кварца (Qz), ортоклаза (Or), микроклина (Mc) и плагиоклаза (Pl); б — кальцит (белый фон) активно корродирует силикаты (заштрихованы) до полного метасоматического замещения; пунктиром показаны реликтовые контуры обломочных зерен

кристаллических решеток смектитов. Глины превратились в хлорит-слюдистые сланцеватые аргиллиты. Объяснение такого рода трансформаций глинистого вещества при катагенезе приведены в [Холодов, 2006; Япаскурт, 2008a].

Все перечисленные виды вторичного породообразования реализуются *in situ*, но не в стационарных условиях изменения температуры и давления закрытой системы, а в результате межслоевого перераспределения во флюидах осадочных веществ. Перераспределением обусловлен сильный разброс свойств у разных образований стадий катагенеза, когда сосуществуют породы с явно унаследованными признаками исходного осадка и породы, по существу, вновь возникшие. Следовательно, следует внести принципиальную детализацию в схему на рис. 1, т.е. показать, что *между возникновением осадочной породы и ее метаморфизмом есть не просто область «существования» неметаморфизованной породы, но стадия ее неоднородных по интенсивности минерально-структурных перерождений* (рис. 1, внизу). До сих пор эта стадия нередко выпадает из внимания многих геологов, исследующих палеогеографию, тектонические и рудогенерационные процессы, что отрицательно сказывается на достоверности научных заключений.

Между тем опыт литологов свидетельствует, что *литогенетический процесс, протекающий в интервале времени между накоплением осадка и его превращением в кристаллический сланец, по масштабности адекватен региональному метаморфизму, и так же импульсивен, как метаморфизм*. Раскрытие механизмов и причин этой импульсивности имеет прямое отношение к проблеме генезиса углеводородного сырья и стратиформных руд, поэтому необходимо изучать *процессы, происходящие в зоне осадкообразования и стратиферме, факторы их обуславливающие, а также их моделировать*.

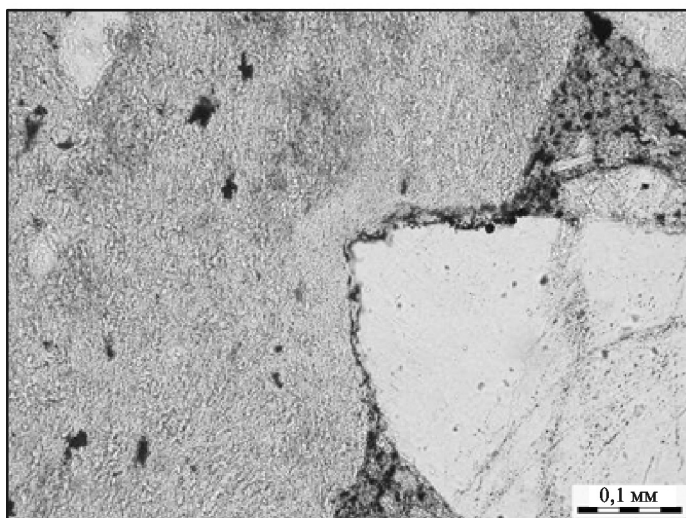
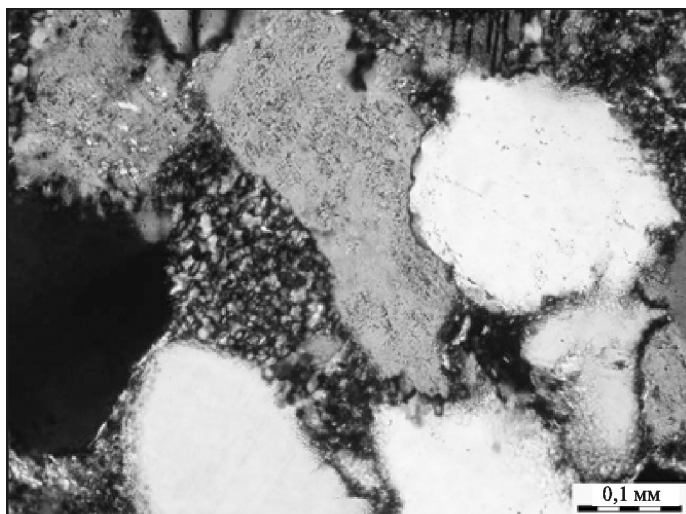


Рис. 3. Конформные (выпукло-вогнутые) контакты обломочных зерен кварца — типичная микроструктура гравитационной коррозии. Фото М.И. Тучковой, шлиф песчаника, поляризационный микроскоп, николи скрещены

Из вышесказанного следует, что стратифера — это мир взаимных минерально-флюидных внутрисистемных приспособлений. Их нельзя наблюдать непосредственно, но они оставляют следы, которые можно и должно научиться читать методом СА.

**Некоторые внутривстратиферные процессы и их признаки.** К ним относятся наблюдаемые под оптическим и растровым электронным микроскопом следы коррозии и регенерации седиментогенных минеральных зерен; признаки аутигенеза, т.е. выделения из растворов аморфных и кристаллических веществ; наличие трансформаций, т.е. изменений минерального состава седиментогенных компонентов путем ионного обмена без фазовых переходов; признаки кристаллобластеза, метасоматоза, дегидратации и дегазации минеральных и органических компонентов и др. [Япаскурт, 2005; 2008а]. Эти данные дополняются анализом изотопного состава и датировкой абсолютного возраста слюд и других аутигенных минералов [Duttun, Timothy, 1990; Spotl et al., 1993].

Интерпретируя их, надо принимать во внимание тот факт, что от геологического прошлого осталась только часть таких следов, не все сохранившиеся признаки ранних литогенетических процессов литологи научились видеть. Тем не менее благодаря трудам таких известных литологов, как Н.В. Логвиненко, Л.Б. Рухин, П.В. Зарицкий, Г.В. Карпова, А.Г. Косовская, А.В. Копелиович, В.И. Копорулин, В.И. Муравьев, И.М. Симанович, В.Д. Шутов и др., методика СА сделала существенные успехи и развивается на системной, генетической и историко-геологической основе [Япаскурт, 2008б]. К бесспорным аргументам в пользу внутривстратиферного перераспределения веществ относятся:

1) *микроструктуры гравитационной коррозии* аллотигенных (обломочных и вулканогенных) минеральных частиц, известные с середины XX в., благодаря работам отечественных (А.В. Копелиович, Н.В. Логвиненко) и американских (Ф.Дж. Петтиджон и др.) литологов. Очень часто в шлифах песчаников под микроскопом видно, как одно из обломочных зерен кварца или какого-либо силиката вклинивается в соседнее с ним зерно тоже кварца или силиката наподобие внедрения металлического шарика в пластилин под прессом (рис. 3). Но в данном случае контактируют обоюдотвердые вещества; ни одно из них не обладает свойством пластичности. Поэтому единственное объяснение механизма этого явления сводится к химическому растворению под давлением (или гравитационной коррозии) одного из минеральных зерен, крепость которого по какой-то причине меньше, чем у соседнего зерна. Эта причина может заключаться либо в анизотропии физико-механических свойств минерала по разным направлениям его кристаллографических осей, либо в дефектах строения кристаллической решетки у корродируемого зерна, либо в обилии в ней газообразных микровключений.

Каждый подобный случай можно объяснить по-разному, но массовость нахождения таких коррозионных микроструктур бесспорна. Может показаться удивительным то, что они распространены в терригенных формациях не только складчатых систем, где породы испытали стрессовую нагрузку ( $P_{st}$ ), но гравитационная коррозия кварц-силикатных зерен песчаников и алевролитов отмечена и в нижних горизонтах чехла кратонов, где господствовало литостатическое давление ( $P_s$ ). А.В. Копелиович [1965] выявил такие новообразования в Приднестровье — в горизонтально залегающих толщах глинисто-песчаных пород нижнего палеозоя и неопротерозоя, которые вскрыты скважинами на глубине меньше 2 км. Изучая морфологические признаки этих микроструктур, он дал им укоренившиеся ныне названия — *конформные* (выпукло-вогнутые) сочленения обломочных зерен, *инкорпорационные* (клиновидные) внедрения зерна в зерно и *микростиллитовые* (пыльчатые) контуры их границ. Способ их возникновения А.В. Копелиович, а затем в 1968 г. Н.В. Логвиненко объяснили так: кварц

и твердые силикаты, будучи сдавленными, образуют каркас, воспринимающий основные нагрузки ( $P_s$  и (или)  $P_{st}$ ). Из-за очень малых — практически точечных площадей первоначального соприкосновения обломочных минеральных зерен — векторы давления внутри их каркаса распределяются очень неравномерно. В местах точечных контактов локализуются максимально высокие значения давления, которые способны активизировать процесс химического растворения любого минерала. Этот глубинный процесс осуществляется при обязательном участии межзерновых водных флюидов и при повышенных значениях температуры — от 50 до 200 °С и более. Здесь возникает градиент между наружным давлением  $P_s$  (или  $P_{st}$ ) на зерна и флюидным межзерновым давлением —  $P_f$ . Эти различия порождают градиент концентрации растворенных элементов на контактах минеральных зерен и в промежутках между ними.

Диффузия стремится выравнять эти концентрации. Однако увеличение  $P_s$  вновь и вновь создает неравновесное состояние раствора и погруженных в него зерен. В точках повышенного напряжения раствор периодически становится недонасыщенным, вследствие чего зерна продолжают растворяться. Рядом же, на соседних (перпендикулярно ориентированных к вектору  $P_s$  или  $P_{st}$ ) участках, где напряжение менее значительно, раствор периодически перенасыщается. А перенасыщение — фактор активизации аутигенного минералообразования. Оно проявляется либо в форме регенерационных отростков кварца (от кварцевого обломка), альбита (от зерен плагиоклаза), эпидота (от такого же обломка), либо в форме кристаллически-зернистых агрегатов кальцита, цеолитов, иллитов, хлоритов и других минералов пороцементов в песчанниках.

Все это приводит к *массовой фазовой дифференциации* веществ (кремнезем, глинозем, щелочные и щелочноземельные элементы и др.) внутри пласта и между пластами, что на примере парагенетического единства коррозионных и регенерационных образований кварца песчаных пород показано в работе [Симанович, 1978] (рис. 4).

Масштаб таких процессов может показаться весьма скромным, учитывая небольшую глубину коррозионных выемок и малую толщину регенерационных наростов в сечении шлифа (как правило, около 1–10 мкм). Однако А.В. Копелиович [1965] доказал значимость этих природных явлений. Он привел расчеты геометрических соотношений между наблюдаемыми под микроскопом линейными размерами корродированных и регенерированных песчаных зерен и их объемом (исходя из того что площадь круга пропорциональна  $R^2$ , а объем шара —  $R^3$ , где  $R$  — их радиус). Предложив формулы пересчета толщины сечений сферических минеральных обломков на их объем, он показал, что наше зрительное восприятие в срезе шлифа создает сильно заниженное представление о количественной стороне этого процесса.



Рис. 4. Растворение (вверху и внизу) и регенерация (в середине) обломочного кварца в песчанике на глубинно-катагенетической стадии [Симанович, 1978]. Шлиф, николи скрещены; размеры обломочных зерен от 0,25 до 0,5 мм

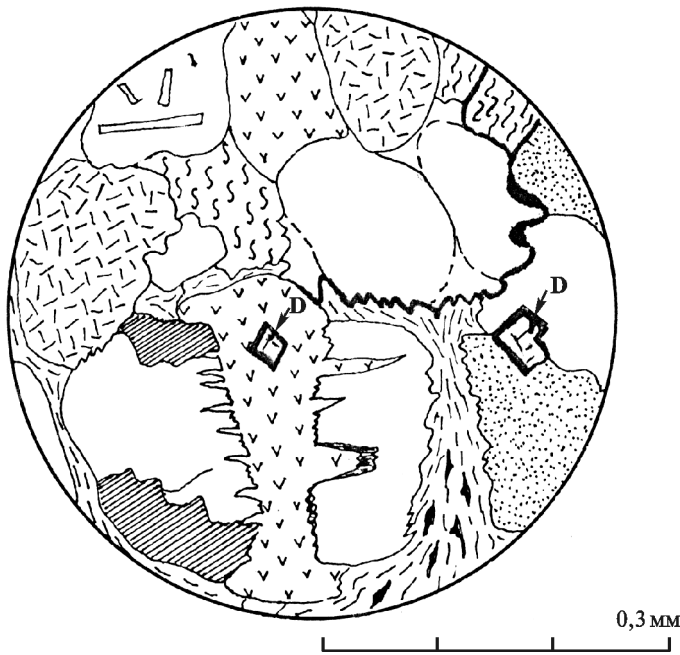


Рис. 5. Микростилолитовый шов флюидоразрыва (черная волнистая линия) в сочетании с инкорпорационными микроструктурами в верхнетриасовом песчанике из Тюменской скважины СГ-6 на глубине свыше 5,5 км. D — ромбоэдрические кристаллы вторичного доломита. Зарисовка шлифа сделана автором в 1995 г.

Например, в аркозовых песчаниках одного из неопротерозойских горизонтов Подолии обломочные микроклины и отчасти кварц интенсивно замещены аутигенным кальцитом. При этом в зернах кварца с размерами от 0,15 до 0,30 мм толщина замещающей оболочки колеблется в пределах всего лишь 0,02–0,05 мм, но это соответствует 0,21–0,25 поперечника исходного зерна. Здесь же ширина кальцитовый каймы вокруг корродированного микроклина были несколько больше — около 0,2–0,5 поперечника зерна. Простые расчеты показали, что кальцитом замещено от 50,9 до 57,8% начального объема зерен кварца, а количество перешедшего в раствор вещества из микроклина составило от 48,8 до 87,5%.

На примере таких СА сделано заключение: в результате коррозии и регенерации обломочных частиц мелкопесчаной фракции при внешне малозаметном изменении их поперечных размеров *весьма внушительное количество вещества переходит в растворенное состояние и тем самым активно вовлекается в процессы их внутрискратисферного перераспределения*. Очевидна грандиозность масштаба процессов постседиментационной фазовой дифференциации, в которую вовлечен даже обломочный силикатный материал, прежде традиционно считавшийся инертным породным компонентом. Отсюда следует вывод о вероятном постседиментационном перераспределении и вторичной концентрации в породах металлов, извлеченных из изоморфных примесей в седиментогенном веществе (о чем применительно к свинцу написал А.В. Копелиович в 1965 г.).

Однако конкретных подсчетов баланса перераспределяемых веществ внутри отдельных толщ, внутри осадочных формаций и между ними с тех пор не появлялось ни у нас, ни за рубежом. Это *актуальнейшая задача будущих литологических исследований*. Но ее решение представляется чрезвычайно трудным, потому что помимо кварцево-силикатного материала необходимо учесть последствия трансформации кристаллических решеток множества глинистых минералов и различных форм органического вещества (ОВ), а также карбонатов, сульфатов, фосфатов и других компонентов осадочных отложений. Для расчета их баланса пока нет необходимой геологической и математической базы.

В последнее 30-летие литологи, гидрогеологи и геохимии приближаются к решению этой проблемы. Установлены следующие свидетельства внутрискратисферной миграции различных веществ: 1) парагенетическое единство и генетические взаимосвязи постседиментационных текстур флюидоразрыва с микроструктурами инкорпорации терригенных частиц [Бочкарев, Евик, 1990]; 2) эволюция системы вода — CO<sub>2</sub> — алюмосиликаты в скратисфере [Шварцев, 1995, 2007]; 3) фазовые превращения карбонатов в ней же [Минский, 2007]. Рассмотрим их кратко.

*Текстуры швов флюидоразрыва* хорошо известны в юрских и триасовых песчаных и глинистых породах Западно-Сибирской плиты [Япаскурт, 2005] (рис. 5), а также в нижнемайкопской толще Центрального Предкавказья [Бочкарев, Евик, 1990]. Их морфология такова: заполненные непрозрачным тонкодисперсным ОВ трещины с субгоризонтальной ориентировкой и ветвистой конфигурацией местами похожи на стилолитовые швы. Они пространственно тяготеют к слойкам, обогащенным растительными фрагментами ОВ и (или) терригенной слюдой, либо к границам между разными гранулометрическими разностями в едином пласте. Их местонахождение внутри слоистой толщи можно объяснить тем, что при высоком  $P_f$  газоводные флюиды раздвигали ее вдоль участков с наименее крепкой цементацией.

Механизм и модель формирования таких текстур, подкрепленные математическими расчетами, достаточно убедительно обоснованы [Бочкарев, Евик, 1990, рис. 2 на с. 63]. По данным этих исследователей, за один цикл флюидоразрыва в глинистой нижнемайкопской толще Центрального Предкавказья трещины увеличивались в среднем на  $(5-7) \cdot 10^{-3}$  мм каждая. Здесь процессы разрядки в системе напряжений носили взрывной характер, под влиянием которого трещина росла со скоростью около 0,3–0,7 от продольной скорости звука [Бочкарев, Евик, 1990, с. 62]. Реализация энергии такого удара осуществлялась в виде уплотнения породы на стенках трещин: глины с исходной плотностью 2,0–2,15 г/см<sup>3</sup> в плоскостях удара перешли в аргиллиты со средней плотностью 2,41 г/см<sup>3</sup>. Здесь в тонких алевролитовых слойках наблюдались нетипичные для изученной глубины



(1,5–2 км) *инкорпорационные микроструктуры вдавливания* более твердых зерен обломочной фракции алевролитов в менее устойчивые нижележащие зерна: «На твердой поверхности трещины в момент гидродинамического удара возникает импульс высокой локальной температуры ( $>300\text{ }^{\circ}\text{C}$ )» [Бочкарев, Евик, 1990, с. 64]. Как известно,  $\Delta T$  — один из факторов, который (помимо  $P_s$  и  $P_f$ ) активизирует процесс инкорпорации. Очевидно, что отмеченный парагенез швов флюидоразрыва и инкорпорационных микроструктур не случаен, а генетически обусловлен и служит одним из свидетельств *дискретности и нелинейности флюидно-минералогических процессов в седиментосфере*.

Это заключение подтверждается многолетними исследованиями гидрогеолога С.Л. Шварцева, который анализировал эволюцию системы вода —  $\text{CO}_2$  — алюмосиликаты в зонах гипергенеза, литогенеза и регионального метаморфизма осадочных пород, т.е. в пределах седиментосферы и под ней. Синтез его результатов приведен в [Шварцев, 1995; 2007], где дано обоснованное фактами заключение о том, что вышеупомянутым системам в земной коре свойственны термодинамическая неравновесность и необратимость эволюции. При этом *вода не просто циркулирует в осадках и породах, она разлагается и вновь восстанавливается, меняя свои свойства и определяя тем самым специфику изменчивой геохимической среды в седиментосфере*, где главные литогенетические процессы обусловлены явлением *гидролиза*. При гидролизе химически подвижные компоненты переходят в раствор, а малоподвижные — образуют вторичные (аутигенные) минеральные фазы — глинистые минералы, цеолиты, оксиды, гидроксиды и др. Их растворимость ничтожна, вследствие чего существует постоянная ненасыщенность воды относительно алюмосиликатов водовмещающих пород на протяжении длительного геологического времени.

При наличии в этой системе  $\text{CO}_2$  гидролиз сопровождается нейтрализацией возникающей при нем щелочности по реакции:  $\text{OH}^- + \text{CO}_2 = \text{HCO}_3^-$ . Согласно расчетам С.Л. Шварцева, при  $T < 200\text{ }^{\circ}\text{C}$  и обычных значениях парциального давления  $\text{CO}_2$  в подземных водах ( $10^{2.5} - 10^{3.5}$  Па) содержание  $\text{HCO}_3^-$  на несколько порядков превышает концентрацию  $\text{OH}^-$ , т.е. указанная реакция протекает слева направо. При достижении определенной концентрации, диссоциируя и взаимодействуя с катионами  $\text{Ca}^{2+}$  или  $\text{Mg}^{2+}$ , образуются *аутигенные карбонаты* (рис. 2, 5). Эта система при наличии в ней аутигенных карбонатов продолжает быть неравновесной и способна к дальнейшему координированию алюмосиликатных породных компонентов. Иными словами, *взаимотношение воды с горными породами носит равновесно-неравновесный характер*: «...водный раствор всегда неравновесен с отдельными минералами магматического и метаморфического генезиса, но одновременно равновесен с определенной гаммой вторичных минеральных фаз.

Это обстоятельство определяет способность воды растворять одни минералы и формировать все новые и новые вторичные продукты... Следовательно, мы имеем дело *с внутренне противоречивой системой, способной к самопроизвольному, непрерывному, геологически длительному развитию с образованием принципиально новых минеральных фаз и геохимических типов воды*» [Шварцев, 2007, с. 72].

Применительно к этой системе особое место занимает проблема познания механизма частых *фазовых преобразований карбонатов* внутри терригенно-глинистых формаций (включая нефтематеринские и нефтеносные) в платформенном чехле, а также в рифтогенных и орогенных тектонических структурах. Среди исследователей, рассматривающих эту проблему в аспекте влияния постседиментационной карбонатизации и декарбонатизации на коллекторские свойства пород, доминируют труды литолога-нефтяника Н.А. Минского [2007].

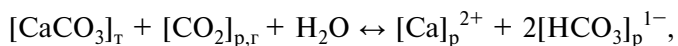
Хорошо известен факт сильных колебаний пористости и проницаемости в близких по составу и генетическим признакам песчаных породах в разрезе мощных (толщина много сотен метров и даже несколько километров) осадочных свит. В них чередуются горизонты песчаников, сплошь сцементированных аутигенным кристаллически-зернистым агрегатом кальцита (доломита или сидерита), которые практически непроницаемы для флюидов, с горизонтами разуплотненных песчаников, иногда почти песков, великолепных коллекторов, а также с другими горизонтами, где в качестве цемента господствует регенерационный кварц в сочетании с конформно-инкорпорационными сочленениями обломочных зерен, т.е. снова с плохими коллекторскими свойствами.

Главная причина анизотропии физико-механических свойств и вещественного состава аутигенных компонентов в данном случае обусловлена колебанием значений pH водной фазы, стимулирующей в одних случаях коррозионные, а в других — кристаллизационные процессы применительно к карбонатам, кремнезему и другим минералам. Н.А. Минский раскрыл зависимость значений pH, во-первых, от  $\Delta T$  и  $P_s$ , увеличивающихся по мере роста глубины погружения породы и варьирующих при разных значениях скорости погружения; а во-вторых, от влияния самого важного фактора — количества  $\text{CO}_2$  в пластовых водах, которое зависит от количества в породе органического вещества (ОВ), так как при диагенетических и катагенетических трансформациях ОВ, как известно, генерирует  $\text{CO}_2$ . Обилие  $\text{CO}_2$  стимулирует коррозию седиментогенных и раннедиагенетических карбонатных компонентов. Их глубинный гидролиз, напротив, поставляет новые порции  $\text{CO}_2$  в вышележащие слои.

Таким образом, в реальной обстановке процесс декарбонатизации—карбонатизации терригенных пород развивается под воздействием противоположно

влияющих факторов. Н.А. Минский обосновал это расчетами.

Например, химизм процесса растворения (гидролиза) и кристаллизации кальцита в низкотемпературной области описывается уравнением:



где  $T$  — твердая фаза,  $p$  — раствор,  $g$  — газообразная фаза, стрелки указывают направление смещения равновесия: вправо — при возрастании парциального и общего давления  $\text{CO}_2$ , влево — при увеличении температуры.

Затем он составил графики, где по оси ординат — глубина нахождения породы (0–5 км), а по оси абсцисс — изменение рН (от 5 до 11). Графики построены для осадочных бассейнов с разными значениями теплового поля: высоким (90 °С — 1,5 км), низким (35 °С — 1,5 км) и умеренной (рис. 6). На графиках вертикальными и волнистыми линиями показаны границы устойчивости кальцита (а также доломита и сидерита), другими линиями зафиксированы изменения рН глубинных вод (отдельно минерализованных и насыщенных  $\text{CO}_2$ ). Места пересечения этих линий обозначили глубинные зоны растворения карбонатного вещества и зоны массовой кристаллизации карбонатов.

Не вдаваясь в подробности, эти модели можно комментировать следующим образом. Поскольку вертикальные перемещения пород определяются тектоническими процессами, то и *концентрация  $\text{CO}_2$  находится в определенной зависимости от тектонического фактора в сочетании с величинами регионального термического градиента*: при высоких значениях  $\Delta T$  усиленная генерация  $\text{CO}_2$  за счет ОВ начинается на меньшей глубине. В целом же диапазон глубины, в котором в условиях устойчивого погружения осадочных образований осуществляется насыщение вод  $\text{CO}_2$ , колеблется в разнотипных бассейнах от 1,5 до 4 км. Там, где этот диапазон совпал с зоной дегидратации трансформируемого в гидрослюду монтмориллонита, эти процессы особенно активизировались и вели к массовому растворению карбонатной минерализации более раннего генезиса. Н.А. Минский назвал эти участки осадочного чехла платформ «поясами оптимальных коллекторов», потому что здесь создавались благоприятные условия для миграции в них нефти, газа или артезианских вод.

Если по каким-либо причинам углеводороды в пояс оптимальных коллекторов не проникали, то при более глубоком опускании цементированных пород в их заполненных водой пустотах начинали снова кристаллизоваться различные аутигенные минералы, состав которых во многом определяется составом кластогенного каркаса — донора аутигенных новообразований. Иногда этот процесс неоднократный, т.е. в тех случаях, когда чередовались условия повышенных и пониженных значений рН.

Исследовавшие это природное явление Ю.К. Бурлин и М. Монзер предложили модель развития волнообразных процессов декарбонатизации — карбонатизации терригенных пород в интенсивно погружающемся осадочно-породном бассейне [Бурлин, 1991]. Это наиболее наглядный пример того, как внутрискратисферное порообразование развивается в режиме системной самоорганизации. Она активизируется влиянием нижележащих земных сфер. Самое заметное влияние на самоорганизацию стратисферы оказывают эндогенные факторы метаморфизма осадочных пород.

*Соотношение метаморфизма с внутрискратисферным зональным катагенезом* детально рассмотрено для Верхоянского складчато-надвигового пояса мезозойского складчатого пояса [Симанович, 1978; Япаскурт, 2008а, с. 257–278]. В этих работах показано, что интенсивность вторичного изменения терригенных верхнепалеозойских и мезозойских пород обусловлена не столько многокилометровой палеоглубиной их погружения в до-складчатом осадочном бассейне, сколько порождена процессами термальной активизации недр и тектонических дислокаций на нескольких временных рубежах: поздняя пермь — триас, а также в конце мезозоя. Зоны метаморфизма пород верхоянского комплекса (амфиболитовая и зеленосланцевая фации), окруженные зоной катагенеза, имеют в плане нынешнего эрозионного среза пятнистые контуры и всюду пересекают стратиграфические и фациальные границы, будучи локализованы над глубинными термальными куполами. Их очаги не вскрыты эрозией, но фиксируются гравитационными аномалиями (на глубине около 4 км) как вероятные зоны анатексиса.

Периферийные участки распространения зонального метаморфизма здесь коррелируют с повышенной золотоносностью высокоуглеродистых метапесчаников и сланцев. Близлежащие к ним нематаморфизованные породы того же возраста по микроструктурно-минеральным признакам СА относятся к категории стадий глубинного катагенеза, несмотря на то что изначальная глубина их залегания не везде отвечала  $P$ – $T$ -условиям этой стадии. Следовательно, импульсы метаморфизма, оторванные во времени (от 50 до 150 млн лет) от стадии максимального погружения пород, вновь активизировали в них процессы катагенетического изменения. Здесь импульсивная миграция горячих флюидов вверх из глубинных очагов метаморфизма порождала внутри стратисферы локальные порции  $\Delta T$ , которые вновь и вновь активизировали трансформацию в кристаллических решетках глинистых породных компонентов, а также преобразование ОВ. Тем самым вновь активизировалась генерация перегретых элизионных вод и газов в глинистых толщах верхоянского комплекса. Эти воды мигрировали к местам понижения  $P_S$  в песчанниковые коллекторы, перенося туда растворенный кремнезем и золотоорганические соединения. Последние имеют внутрискратисферную природу: доказано, что золото



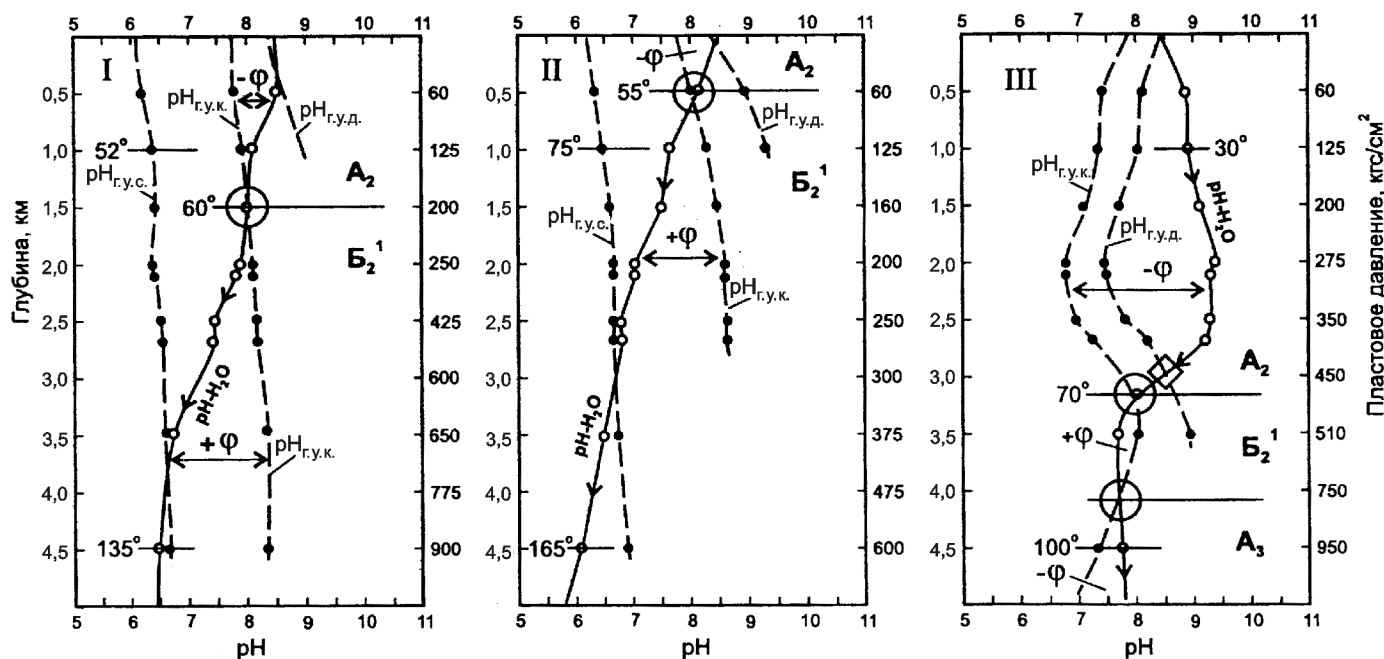


Рис. 6. Изменение равновесных значений диссоциации воды ( $\text{pH}_2\text{O}$ ), растворения доломита ( $\text{pH}_{\text{г.у.д.}}$ ), кальцита ( $\text{pH}_{\text{г.у.к.}}$ ) и сидерита ( $\text{pH}_{\text{г.у.с.}}$ ) в погружающихся породах в обстановке сильной (I), умеренной (II) и слабой (III) напряженности теплового поля [Минский, 2007]. Круги — глубинный уровень границы устойчивости кальцита, ромб — глубинный уровень границы устойчивости сидерита. Потенциал  $\varphi = \Delta\text{pH} = \text{pH}_{\text{г.у.к.}} - \text{pH}_2\text{O}$  рассматривается как «растворяющий потенциал пластовых вод» ( $\varphi > 0$  обозначен как  $+\varphi$ ) или как «минерализующий потенциал пластовых вод» ( $\varphi < 0$ , обозначен как  $-\varphi$ ). Расчетные значения для минералов — черные кружки, для воды — белые кружки

было сконцентрировано в морских осадках верхоянского комплекса изначально и на порядки превышало региональное кларковое содержание этого элемента; а импульсы метаморфизма повлияли на его ремобилизацию [Старостин, Япаскурт, 2007].

Описанная модель свойственна открытой природной системе. Такая система длительно поддерживается в определенном состоянии за счет периодического притока извне или стока вовне вещества и энергии. Выше рассмотрен пример обмена энергией (через флюидные импульсы) между стратисферой и нижележащими геосферами.

Открытость системы, как известно, — необходимое условие для ее самоорганизации [Пригожин, Стенгерс, 2008]. А вещественная самоорганизация стратисферы, как будет показано ниже, взаимосвязана с геодинамикой.

**Взаимозависимость внутрискатисферных литогенетических и тектонических процессов** проявляется иногда четко, но обычно опосредованно. Осадочное породообразование подвержено влиянию множества факторов экзогенной и эндогенной природы. Системный анализ этих факторов в различных геодинамических обстановках приведен в работе [Япаскурт, 2005], показано, что исследователю доступны признаки далеко не всех факторов литогенеза, но почти все они *интегрированы геодинамикой*. Исходя из этого постулата автор типизировал литогенетические процессы по геотектоническому принципу, охарактеризовав особенности аутигенного минералогенеза применительно к категориям интенсивности тектонического погружения и инверсионных воздыманий с дислока-

циями пород в разных осадочных бассейнах: чехлах кратонов, рифтовых впадин, передовых прогибах и тектонически мобильных поясах.

На рис. 7 изображена схема региональной зональности минеральных аутигенных парагенезов, находящихся в определенной зависимости от состава кластогенных минералов седиментофонда. По этим параметрам видно, что стратисфера включает три уровня интенсивности постседиментационных изменений (сверху вниз): диагенетический, слабый и глубокий катагенетический. Последний уровень приблизительно отвечает стадии трансформации смектитов в иллиты или хлориты (совпадающей с превращением глин в неразмочающие аргиллиты), а также массового развития конформно-регенерационных микроструктур в песчаниках. Этот уровень встречается не везде. Его нет на антеклизях и в некоторых неглубоких впадинах. В целом эта зональность не имеет четкой глубинной приуроченности (на нее влияет в первую очередь  $\Delta T$ , а он неодинаков в разных структурных элементах стратисферы). Кроме того, большое влияние на минералогенез оказывает миграция внутрискатисферной водно-флюидной фазы (см. выше). На рис. 7 это показано клиньями с косой штриховкой и стрелками в направлении движения флюидов — карбонатизация, декарбонатизация, цеолитизация, окварцевание и другие процессы, локально наложенные на зональный катагенез. Отдельно на схеме клиньями с крапом показаны признаки влияния импульсов  $\Delta T$  (в рифтах и складчатых коллизионных поясах). Они формируют зоны сильноизмененных пород — от стадии метакатагенеза до

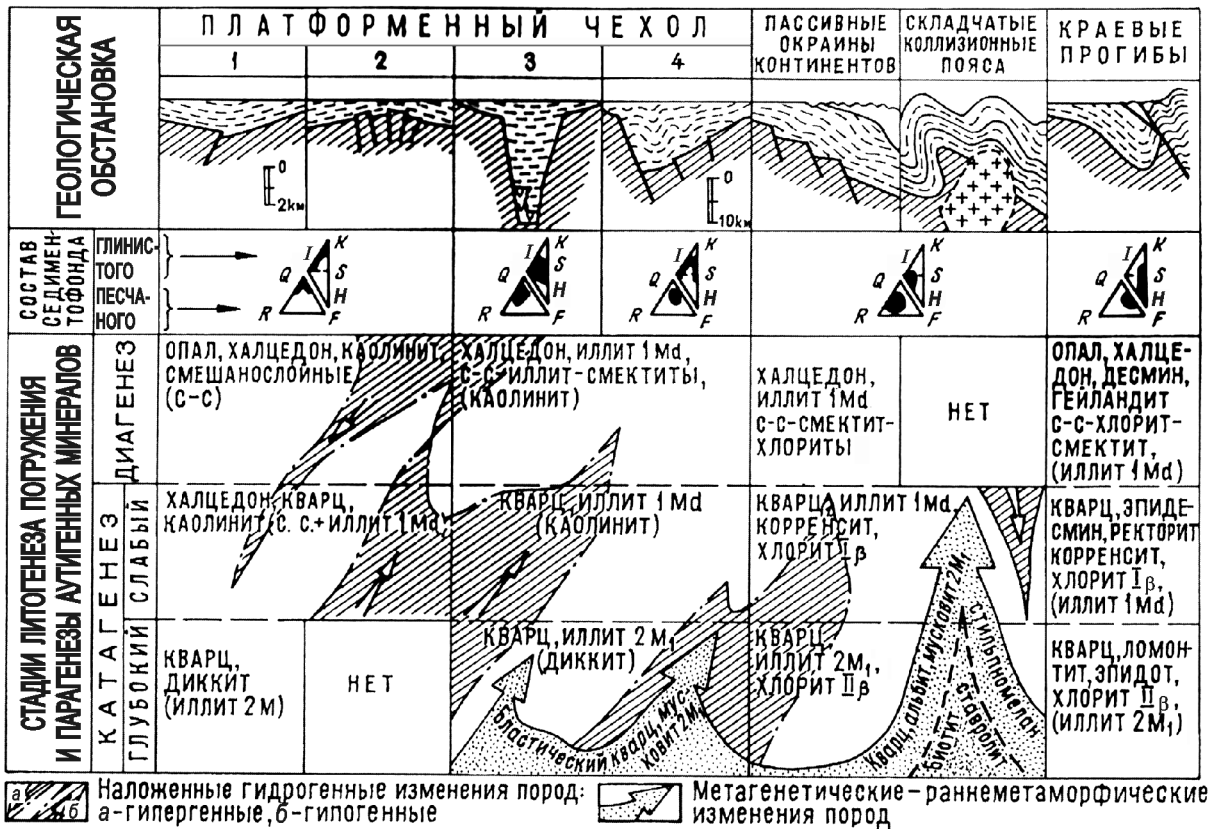


Рис. 7. Соотношение стадийности региональных (фоновых) постседиментационных преобразований песчаных пород и их локальных вторичных изменений в различных геоструктурных элементах стратисферы [Япаскурт, 2005]. В платформенном чехле цифрами обозначены: 1 – синеклизы; 2 – антеклизы; 3 – рифты, 4 – перикратонные прогибы; в составе седиментофона в вершинах треугольников – 100% количества иллита (I), смектита (S), хлорита (H), каолинита (K), кварца (Q), полевых шпатов (F), литокластов и темноцветных алюмосиликатов (R)

зеленосланцевого и амфиболитового метаморфизма. Такие зоны теоретически нужно рассматривать вне стратисферы, хотя на практике отделить их четкой границей от стратисферы нелегко.

В последнее время выявлены новые свидетельства зависимости внутрискратисферного минералообразования и различных микроструктурных породных изменений от процессов эволюции нижележащих геосфер. В частности [Япаскурт, Шиханов, 2009], проанализированы механизмы седиментации и этапность постседиментационных минерально-структурных изменений в мезозойских терригенных комплексах на северо-западной окраине Западно-Сибирской плиты и на противоположной окраине Сибирского кратона – в Вилюйской синеклизе и Верхоянском складчато-надвиговом поясе. Оказалось, что там импульсы заметной активизации процессов аутигенного минералообразования проявились синхронно на рубежах пермь-триас, юра-мел, в конце раннемеловой и в позднейкайнозойской эпохе.

Очевидно, что на эти процессы влияет какой-то единый глубинный механизм. Его можно объяснить – в свете недавно высказанной концепции Н.Л. Добрецова [1997] – глобальным влиянием зародившегося в пермотриасе гигантского Сибирского суперплюма и его сателлитов, самые крупные из которых возникли под серединой Тунгусской синеклизы

и под северным участком Западно-Сибирской плиты (Колтогорско-Уренгойский рифт), на магматизм и местонахождение в Евразии бассейнов осадконакопления. Сателлиты суперплюма эволюционировали дискретно. Импульсы их активизаций, влияя на ΔT и активизацию тектонических движений в литосфере, явно сказались на этапности постседиментационных минерально-микроструктурных новообразований верхнепермских, триасовых, юрских и меловых песчаных пород на севере Сибири и в Якутии.

Это были синхронные импульсы возникновения микроструктур рекристаллизационного бластеза в терригенном и аутигенном кварце песчаников (фиксирующие увеличение T, по данным [Симанович, 1978]), а также этапы кристаллизации там же аутигенных слюд полиморфной модификации 2M<sub>1</sub> и других высокотемпературных минералов. Эндогенный подток флюидов, разогревающий нижележащие слои стратисферы, активизирует там процессы зонального метаморфизма осадочных пород. Указанное происходит в отдельных рифтогенных структурах, а чаще в коллизионных складчатых системах [Япаскурт, 2005, 2008a]. Этими процессами обусловлено качественное изменение пород стратисферы – их переход в категории образований нижележащих метаморфосферы и магмосферы. Нижняя граница стратисферы стремится к неравномерному вздыманию в течение геологиче-

ского времени, тогда же на земной поверхности она частично разрушается выветриванием, денудировается, а в большей мере пополняется порциями новых осадков, которые состоят из продуктов рециклинга веществ, заимствованных из той же стратисферы и из поднятых на поверхность тектоническими силами образований метаморфосферы и магмосферы.

Если обратиться к новейшим данным исследователей эволюции нашей планеты [Хаин, Халилов, 2009], то очевидна многократность рециклинга веществ от тех планетоземалей и метеоритной пыли, из которых возникла Земля. На ее поверхности и под ней процессы, равнозначные по масштабности и значимости для формирования литосферы, чередовались в замкнутом ритме: литогенез — метаморфизм — магматизм — литогенез и т.д.

Из сказанного следует вывод о том, что *внутристратисферное породообразование — это производная непрерывного взаимовлияния разных геосфер* (выше- и нижележащих). Между ними постоянно осуществляется обмен теплом, веществом (в основном через флюиды) и информацией, которая закодирована в породных макро- и микроструктурах.

**Самоорганизация стратисферы** — заключение, к которому начинают приходить исследователи [Летников, 2004; Соколов, Старостин, 1998; Шварцев, 1995, 2007; Япаскурт, 2005, 2008а, б], а также А.П. Руденко (2000), А.С. Щербаков (1990), У.Р. Эшби (1966) и др. Они рассматривают проблему самоорганизации стратисферы шире — применительно ко всем геосферам — и согласуют свои выводы с синергетическими идеями И.Р. Пригожина [Пригожин, Стенгерс, 2008] об антиэнтропийном развитии систем, открытых космическому влиянию. Например: «Как показал Ф.А. Летников..., который внес наибольший вклад в развитие понятия геологической синергетики, большинство геологических систем относится к диссипативным и самоорганизующимся, поскольку они являются открытыми, динамическими, состоят из большого числа компонентов (элементы, минералы, породы и атомы), развиваются в нелинейной области, далекой от равновесия. Примерами таких структур Ф.А. Летников считает рост минералов, образование кластеров, формирование флюидных, флюидно-солевых и расплавленных систем, становление метасоматических, метаморфических и др. (добавлю: и катагенетических внутристратисферных. — *Прим. автора*) комплексов. Нами показано, что синергетическими свойствами обладает и система вода — порода» [Шварцев, 2007, с. 70].

Все это находит отражение в хорошо известной литологам зональности (т.е. стадийности) вторичного минералообразования в осадочных геологических формациях (рис. 7). Формирующиеся в них вторичные минеральные фазы являются продуктами среды своего зарождения, которые не оторваны от нее, но сами влияют на ее эволюцию. «Механизм этого воздействия состоит в следующем. Геохимическая среда

контролирует состав формирующейся минеральной фазы. Но когда та выпадает из раствора, меняется и среда. В этом состоит одно из важнейших противоречий рассматриваемой системы, которое и определяет способность ее к непрерывному эволюционному развитию, присущему самоорганизующимся системам» [Шварцев, 1995, с. 23]. Согласно принципу И.Р. Пригожина, энергия системы вода—порода увеличивается, что ведет к формированию новых более сложных и более организованных диссипативных структур.

Эта концепция находит подтверждение, если обратиться к региональным стадийно-литогенетическим исследованиям (часть из них см. [Симанович, 1978; Симанович, Япаскурт, 2002; Япаскурт, 2005]) и к работам о механизмах внутривстратисферной генерации полезных ископаемых. В последнем аспекте в связи с проблемой генезиса нефти и стратиформных руд металлов внутривстратисферная флюидодинамика глубоко проанализирована Б.А. Соколовым и В.И. Старостиным. Они тоже исходили из принципа самоорганизации земных сфер: «Саморазвитие осадочного бассейна, испытывающего интенсивное погружение, приводит к созданию мощных восходящих тепловых потоков, активизирующих процессы нефтеобразования во всем бассейне» [Соколов, Старостин, 1998, с. 4]. Далее эти авторы констатируют, что тектоническое погружение осадочных пород сопровождается возникновением флюидонасыщенных зон их разуплотнения, а периодически разогретые флюиды служат мощными теплоносителями. Они реализуют конвекционный механизм дополнительного прогрева вышележащих осадочных толщ в стратисфере, чем резко ускоряют их катагенетическое преобразование, включая межслоевое перераспределение металлов и их концентрацию на новых геохимических барьерах, т.е. система сама совершенствует свою макроструктуру.

**Заключение.** Накопленные литологами знания выводят на *этап качественного переосмысления концептуального подхода к принципам исследования стратисферы*. Многие геологи рассматривали и до сих пор рассматривают ее как относительно инертное тело, деформирующееся под воздействием внешних сил. В металлогении осадочная оболочка привлекает к себе внимание в основном в аспекте ее коллекторских свойств (благоприятных или неблагоприятных для миграции рудоносных флюидов) или в аспекте познания эпигенетических околорудных изменений осадочных пород и их возможных донорских качеств применительно к рудному телу.

*Но впредь стратисферу целесообразно рассматривать как самоорганизующуюся и динамично развивающуюся органогенно-минерально-породно-флюидную систему, которая сама в определенных обстоятельствах активно влияет на постседиментационный литогенез и рудогенез.* Это открытая система, которая постоянно стремится достичь состояния физико-химической равновесности с периодически обновляемой средой своего местопребывания. Она постоянно подпитыва-

ется энергией и веществом, как сверху, так и снизу, и отдает свою энергию в виде процессов фазовой дифференциации собственных веществ на многих системных микро- и макроуровнях.

Именно в противоречии между системой и средой и в их единстве заложена суть движущих сил большинства механизмов постседиментационных породных изменений, включая стратиморфный рудогенез и нефтидогенез. В таком аспекте *весь осадочный процесс воспринимается как результат взаимодействия, обмена осадочным веществом и энергией между разными сферами планеты.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Анфимов Л.В.* Магнетитоносные стратифицированные уровни и их литологическая природа в рифейских доломитовых толщах Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 1. С. 33–44.

*Бочкарев А.В., Евик В.Н.* Природа аномальных явлений в битуминозных глинах нижнего майкопа Центрального Предкавказья // Литология и полезные ископаемые. 1990. № 1. С. 59–68.

*Бурлин Ю.К.* Литогенез нефтегазоносных толщ на континентальных окраинах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1991. № 2. С. 36–45.

*Добрецов Н.Л.* Пермотриасовые магматизм и осадко-накопление в Евразии как отражение суперплума // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 220–223.

*Копелиович А.В.* О количестве перемещающегося вещества при изменении размеров зерен в связи с вторичными преобразованиями некоторых осадочных пород // Литология и полезные ископаемые. 1965. № 3. С. 130–133.

*Короновский Н.В.* Общая геология: Учебник. 2-е изд. М.: КДУ, 2010. 526 с.

*Летников Ф.А.* Синергетические аспекты изучения природных открытых неравновесных систем // Докл. РАН. 2004. Т. 370, № 2. С. 212–215.

*Маракушев А.А.* Соответствие литогенеза и метаморфизма // Глинистые минералы в литогенезе: Мат-лы совещ. МОИП. М.: Наука, 1986. С. 103–112.

*Минский Н.А.* Литофизическая зональность осадочного чехла платформ и ее влияние на распределение месторождений нефти, газа и гидротермальных руд. М.: ГЕОС, 2007. 150 с.

*Пригожин И., Стенгерс И.* Порядок из хаоса: Новый диалог человека с природой. 6-е изд. М.: ЛКИ, 2008. 296 с.

*Симанович И.М.* Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 152 с. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 314).

*Симанович И.М., Янаскурт О.В.* Геодинамические типы постседиментационных литогенетических процессов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2002. № 6. С. 20–31.

*Соколов Б.А., Старостин В.И.* Флюидодинамические системы рудо- и нефтеобразования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1998. № 5. С. 3–9.

При этом внутривстратиферные процессы и их эволюция в геологическом времени коррелируют с особенностями геодинамических режимов и с их эволюцией. На литогенез сильно влияет геодинамика, иногда непосредственно, чаще опосредованно (через рельеф, климат, темп погружения или воздымания дна бассейна и пр.). Имеет место и обратное влияние осадочного процесса на геодинамику. Но этот аспект еще малоизучен. Следовательно, целесообразно и впредь *развивать важную научную тему, рассматривающую литогенез и геодинамику геосфер.*

*Старостин В.И., Янаскурт О.В.* Аспекты генетической формационной типизации металлоносных высокоуглеродистых осадочных комплексов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2007. № 3. С. 12–23.

*Страхов Н.М.* Стадиальный анализ // Методы изучения осадочных пород. М.: Гос. науч.-техн. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1957. Т. 1. С. 27–44.

*Страхов Н.М., Логвиненко Н.В.* О стадиях осадочного породообразования и их наименовании // Докл. АН СССР. 1959. Т. 125, № 2. С. 389–392.

*Хаин В.Е., Халилов Э.Н.* Цикличность геодинамических процессов: ее возможная природа. М.: Научный мир, 2009. 520 с.

*Холодов В.Н.* Геохимия осадочного процесса. М.: Наука, 2006. 608 с.

*Шварцев С.Л.* К проблеме самоорганизации в системе вода — порода // Геология и геофизика. 1995. № 4. С. 22–29.

*Шварцев С.Л.* Прогрессивно самоорганизующиеся абиогенные диссипативные структуры в геологической истории Земли // Литосфера. 2007. № 1. С. 65–89.

*Янаскурт О.В.* Основы учения о литогенезе: Учеб. пособие. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 379 с.

*Янаскурт О.В.* Генетическая минералогия и стадиальный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования: Учеб. пособие. М.: ЭСЛАН, 2008а. 356 с.

*Янаскурт О.В.* Стадиальный анализ осадочного процесса // Литология и полезные ископаемые. 2008б. № 4. С. 364–376.

*Янаскурт О.В., Шиханов С.Е.* Модели процессов литогенеза в разнотипных синхронно развивавшихся северо-сибирских палеобассейнах мезозоя. Ст. 2. Тектонически подвижные области // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, вып. 4. С. 58–73.

*Duttun S.P., Timothy N.D.* History of quartz cementation in the Lower Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas // J. Sediment. Petrol. 1990. Vol. 60, N 2. P. 191–202.

*Spot C., Matter A., Brevart O.* Diagenesis and pore water evolution in the Keuper Reservoir, Paris (France) // J. Sediment. Petrol. 1993. N 54. P. 909–928.