

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
Геологический факультет

О.В. Япаскурт



ЛИТОЛОГИЯ РАЗДЕЛЫ ТЕОРИИ

ЧАСТЬ I

Процессы и факторы
эпигенезиса горных пород:
диагностика и системный анализ

МОСКВА
2013

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
Геологический факультет

О.В. Япаскурт

ЛИТОЛОГИЯ
РАЗДЕЛЫ ТЕОРИИ

ЧАСТЬ I

**Процессы и факторы
эпигенезиса горных пород:
диагностика и системный анализ**

Учебное пособие



МОСКВА – 2013

УДК 549(075.8)

ББК 26.31я73

Я69

*Рекомендовано УМО по классическому университетскому образованию
в качестве учебного пособия для студентов и магистрантов,
обучающихся по направлению 020700 Геология*

Рецензенты:

А.Н. Дмитриевский – директор Института проблем нефти и газа ИПНГ РАН,
академик РАН;

А.В. Постников – зав. кафедрой литологии

Российского государственного университета нефти и газа имени И.М. Губкина,
доктор геолого-минералогических наук, профессор

Япаскурт О.В.

Я69 **Литология. Разделы теории: В двух частях: Часть I: Процессы и факторы эпигенезиса горных пород: диагностика и системный анализ: Учебное пособие.** – М.: МАКС Пресс, 2013.
– 216 с.

ISBN 978-5-317-04436-7 (Часть I)

ISBN 978-5-317-04435-0

В книге рассмотрены концептуальные аспекты учения о многофакторных преобразованиях вещества и структуры осадочных горных пород после диагенетической стадии их рождения (генезиса) – во время пребывания в земных недрах, вплоть до начала регионально метаморфических изменений. Обобщены итоги новейших исследований литологов (включая автора), гидрогеологов и петрологов о механизмах скрытых от прямого наблюдения процессов минералогенеза, флюидогенеза и ремобилизации осадочных веществ внутри стратисферы (надметаморфической оболочки земной коры). В первой части книги показаны способы диагностики следов от этих процессов, а также приемы историко-геологической реконструкции их и системного анализа экзо- и эндогенных факторов влияния на них. До сих пор столь подробно эти сведения в учебниках по литологии не освещались.

Для магистрантов и аспирантов геологических вузов, обучающихся по направлению 020700 Геология, научных работников и производственников – геологов, геохимиков и геофизиков.

Ключевые слова: осадочные породы, генезис, эпигенезис, процессы, факторы, диагностика, системный анализ.

УДК 549(075.8)

ББК 26.31я73

ISBN 978-5-317-04436-7 (Часть I)

ISBN 978-5-317-04435-0

© Япаскурт О.В., 2013

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Введение	7
Глава 1. Сфера интересов и методология науки об осадочных образованиях	10
1.1. О некоторой базовой терминологии и ее смысловом содержании.....	10
1.2. Методологические аспекты нынешней науки об осадочных образованиях	24
1.3. Ведущие методы исследований генетических и эпигенетических процессов на минерально-компонентном и породно-слоевом уровнях природных систем.....	28
1.4. Кратко о исследованиях надпородного уровня и иерархическом структурировании литологических методов	40
Глава 2. Обзор информации о сущности процессов и условий генезиса и эпигенезиса осадочных горных пород	43
Глава 3. Свидетели (структурно-вещественные признаки) эпигенетических процессов породообразования и породных изменений	84
3.1. Еще раз о методических приемах реконструкции осадочных и послеосадочных процессов	84
3.2. Свидетели коррозионных и деформационно-коррозионных процессов искажения седиментогенных структур и донорства веществ для аутигенеза.....	86
3.3. Свидетели процессов постседиментационного аутигенеза в порах и промежутках между аллотигенными ПК.....	93
3.4. Свидетели метасоматического аутигенного минералообразования и диффузионных процессов	98
3.5. Свидетели дегидратации и донорства аллотигенных слоистых силикатов вследствие процессов трансформации их кристаллических структур	101
3.6. Свидетели внутрипластовой миграции флюидов. Швы флюидоразрыва. Кливаж.....	107
3.7. Свидетели внутрискратисферных давлений: литостатических, стрессовых и флюидных.....	111
3.8. Свидетели (прямые) и доводы (косвенные) о межслоевых, межформационных миграциях газодонных флюидов и об источниках привносимых и перераспределяемых ими веществ .	118

3.9. Некоторые свидетели динамотермальной послекатагенетической метаморфизации осадочной горной породы. Кристаллобластез и самоочищение аллотигенного и аутигенного кварца	125
3.10. Свидетели палеотемпературы среды пребывания осадочной горной породы в стратифере	129
3.11. Проблема системного ранжирования постседиментационных процессов	132
Глава 4. Принципы системного анализа процессов и факторов генезиса и эпигенезиса осадочных горных пород и их ассоциаций в стратифере	142
4.1. Системы и их свойства применительно к земным сферам и их элементам	142
4.2. Структурные индикаторы характера взаимосвязей элементов природной системы и представления о способах её самоорганизации. .	151
4.3. Факторный анализ эпигенезиса осадочных горных пород.....	158
Глава 5. Газоводный флюид при эпигенезисе осадочных горных пород и его роль в самоорганизации стратиферы	171
5.1. Водно-флюидная фаза как главный продуцент и фактор миграции и дифференциации веществ в стратифере	171
5.2. Свидетельства самоорганизации стратиферы	189
Заключение	199
Список использованной литературы	203
I. Литература учебная и справочная	203
II. Литература научная.....	205

Учебное пособие посвящено фундаментальному курсу «Литология», изучаемому студентами и магистрантами по направлению 020700 Геология в университетах России. В нем освещается та часть теоретических разделов этой науки, по которой в настоящее время образовался явный дефицит опубликованных сведений, рассредоточенных в отечественной и зарубежной научной периодике и в малотиражных монографических изданиях, и недостаточно подробно описанных в современных учебниках. Это данные о специфических методах познания недоступных прямому наблюдению процессов возникновения осадочных горных пород из осадков и многоэтапных вещественно-структурных изменений их в глубоких недрах нашей планеты – там, где формируются залежи нефти, горючих газов и многих так называемых «стратиформных» руд различных металлов.

В первой части книги внимание читателя привлечено к конкретным практическим приемам и способам диагностики вышеупомянутых процессов, а затем освещаются приемы их системного ранжирования и анализа тех природных факторов, которые в геологическом прошлом определенным образом влияют на специфику возникновения (генезиса) осадочных горных пород и их последующего многостадийного изменения (или эпигенезиса). Текст построен так, что главы 1–3 пополняет арсенал знаний и практических навыков бакалавра геологии, а главы 4 и 5 отвечают соответствующим специализированным курсам магистерской программы. Эти же сведения очень важны для пополнения знаний аспирантами, научными сотрудниками и производственниками, работающими в сфере геологических, геохимических и геофизических специальностей.

Приводя все эти сведения, автор использовал свой опыт более чем полувековой научно-производственной и преподавательской работы и учел большой объем информации из давних и нынешних отечественных и зарубежных научных публикаций. *Автор использует также материалы своих научных исследований по госбюджетной теме работ в Геологическом институте РАН 2012–2014 гг. «Взаимосвязи литогенетических и геодинамических процессов формирования осадочных бассейнов разного возраста».*

Во второй части книги будут освещены вопросы теории формирования земной осадочной оболочки вместе со многими её полезными ископаемыми и проблемы их историко-геологической эволюции – исключительно для магистрантов, аспирантов и высококвалифицированных специалистов.

Таким образом, учебное пособие скомпоновано по принципу последовательного усложнения его тематики, которая будет осваиваться по мере роста знаний читателя по всем областям наук о Земле. Автор надеется, что эта книга окажет существенную помощь в развитии геологического образования в нашей стране.

Литология сегодня – это одна из фундаментальных наук о Земле, занимающаяся исследованием вещественного состава, строения, физико-механических свойств и генезиса осадочных горных пород (включая руды) и породных парагенетических ассоциаций, познанием закономерностей их сонахождения, условий и процессов возникновения и последующего стадийного изменения в земной коре, а также расшифровкой многограновых процессов формирования всей осадочной оболочки и ее эволюции в геологической истории Земли. Фундаментальное значение литологии для остальных наук о Земле состоит в том, что в их числе она единственная целенаправленно изучает уникальную (присущую только нашей планете) осадочную оболочку – стратисферу и ее эволюцию. Ключевые вопросы о времени и способах рождения континентов и океанов доступны решению, прежде всего, на основе литологических данных; вопросы о зарождении и эволюции биосферы тоже тесно сочетаются с концепциями литологии. Ей свойственны паритетные взаимодополнения и взаимосвязи с проблематикой практически всех геологических и многих географических наук, прежде всего: стратиграфии, палеонтологии, палеогеографии, геоморфологии, геотектоники, магматической и метаморфической петрологии, минералогии, геохимии, геофизики, гидрогеологии, инженерной геологии, геокриологии, экологической геологии, четвертичной геологии, морской геологии, океанологии и др., а также учений о полезных ископаемых – металлических, неметаллических и горючих (подавляющее большинство их видов прямо или косвенно обусловлены осадочными процессами).

На современном уровне ее развития литология характеризуется генетической направленностью, системностью и историчностью подхода к познанию объектов исследования. То есть, и нынешнему ученому, и геологу-практику, вне зависимости от цели и аспекта их работы (теоретического либо прикладного характера), приходится рассматривать любую изучаемую ими осадочную породу как геологическое образование, имеющее собственную историю зарождения, формирования на земной поверхности и бытия под нею в составе стратисферы, где осадки претерпевают структурно-минеральные

изменения под влиянием меняющихся глубинных термобарических и физико-химических условий среды своего местопребывания и в результате вещественно-флюидных взаимодействий с соседними осадками и горными породами (что при некоторых благоприятных условиях обеспечивает формирование различных видов руд). Специфические методы литологии – генетический, стадийный и литологофациальный анализы и сравнительно-литологический принцип осмысления их результатов – позволяют обоснованно приоткрывать завесы тайны в расшифровке всех этих этапов, процессов и условий бытия и изменения породы. Работы множества литологов на протяжении минувшего столетия (от 20-х гг. прошлого века до нынешнего дня) сильно продвинули наши возможности в решении таких задач, хотя окончательной «точки» в этой проблеме ещё не поставили.

Исторически сложилось так, что многие направления и аспекты развития теоретической литологии группируются в двух крупнейших и взаимодополняемых её разделах: 1 – учения о процессах и закономерностях экзогенного осадконакопления и формирования осадочных горных пород (то есть, о их *генезисе*) и 2 – учение о процессах их бытия и структурно-вещественных преобразований внутри стратисферы (то есть, об *эпигенезисе* осадочных пород).

Актуальность обоих разделов равноценна. Однако темпы развития и глубина проработки второго из них заметно отстают от первого. По вполне объективным причинам: недоступности эпигенетических процессов прямому наблюдению вследствие, во-первых, их глубинности (до 10–15 км и местами ещё ниже под земной поверхностью) и, во-вторых, из-за их длительности, которая на множество порядков превышает срок жизни людского поколения. Эти процессы реконструируемы только косвенно – по структурным, текстурным и вещественным следам, оставленным ими, и опознаются методом, который именуется в отечественной литературе как «стадийный анализ» (Страхов, 1957; Махнач, 2000; Япаскерт, 1995; 2008).

Сейчас такое направление исследований очень активно развивается у нас и за рубежом. Но информация о нем в российских учебниках и учебных пособиях для вузов до сих пор давалась весьма ограниченно. Возникла острая необходимость обобщить многое из достигнутого в данной области знания и сделать это обобщение

доступным для широкой аудитории студентов, магистрантов, аспирантов, а вместе с ними и специалистов – геологов, геохимиков, геофизиков и географов, работающих с осадочными горными породами. Именно такую цель ставит автор перед предлагаемой Вашему вниманию книгой.

Приступая к изложению сути понятий «эпигенезис», «стадийность осадочного процесса», «факторы породообразования» и проч. в нижеследующих разделах, нахожу уместным процитировать предвидение раскрываемых здесь фактов у автора первого отечественного учебника по петрографии осадочных пород – профессора Михаила Сергеевича Швецова, слова которого можно отнести к стержневой основе тематики всех глав этой книги: «И осадок и даже порода не представляют чего-то неизменного. Это не навеки застывший кусок «мертвой» породы. Порода вечно развивается и меняется в зависимости от меняющейся окружающей её обстановки. Рассматривая образец породы, мы видим не нечто окончательное, а лишь один из моментов неизменно продолжающегося процесса её изменений, которые не прекращаются даже в образце, положенном с этикеткой в музейный шкаф» (Швецов, 1934, с. 13).

ОБЛАСТИ ИНТЕРЕСОВ И МЕТОДОЛОГИЯ НАУКИ ОБ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ

1.1. О некоторой базовой терминологии и её смысловом содержании

Литология на рубеже XX и XXI веков сменила акценты своих теоретических исследований, перейдя от эмпирических обобщений природных закономерностей к раскрытию сущности процессов породообразования и минерально-породных изменений, осуществляемых как на земной поверхности, так и глубоко под ней. Упомянутая выше сущность породообразующих процессов – это физико-химические и биохимические механизмы их реализации, способы взаимовлияния, взаимообусловленности и причинная их зависимость от конкретных факторов местного, планетарного и космического масштаба.

Понятие «процесс» (*processum* – движение вперед, *лат.*) символизирует последовательное изменение чего-либо (Малая сов. энциклопедия, 1960, т. 7, с. 678); термин имеет дуалистические трактовки: 1 – в широком смысле его содержания, или *sensu lato* (*лат.*) и 2 – в узко- конкретном значении – *sensu stricto* (*лат.*).

Осадочный процесс *sensu lato* символизирует многоэтапное возникновение либо обособление на земной поверхности и вблизи неё твердых и жидких фаз минеральных и органических веществ (ОВ), их перемещение, дифференциацию и локальное концентрирование в осадке механогенными, хемогенными и (или) биохемогенными способами, т.е. процессами *sensu stricto* в экзогенных средах; а затем – вещественно-структурные изменения осадка вследствие процессов химического взаимоуравновешивания его фаз и компонентов (по мере перекрытия их новыми накоплениями), превращение тем самым осадка в горную породу и последовательно-стадийные, до-метаморфические её изменения под воздействием множества физико-химических и минералогических процессов (тоже *sensu stricto*): уплотнения, коррозии минеральных частиц, аутигенеза, трансформаций кристаллических решеток слоистых силикатов; уг-

лефикации, дегазации и др. преобразований ОВ; диффузии, метасоматоза, генерации и межсолевого перераспределения газодонных, углеводородных и др. флюидов и тому подобное – в периоды пребывания нашего объекта в интервалах глубин порядка от 0,25–0,5 км до 7–12 км, максимум до 15 км (обычно меньше).

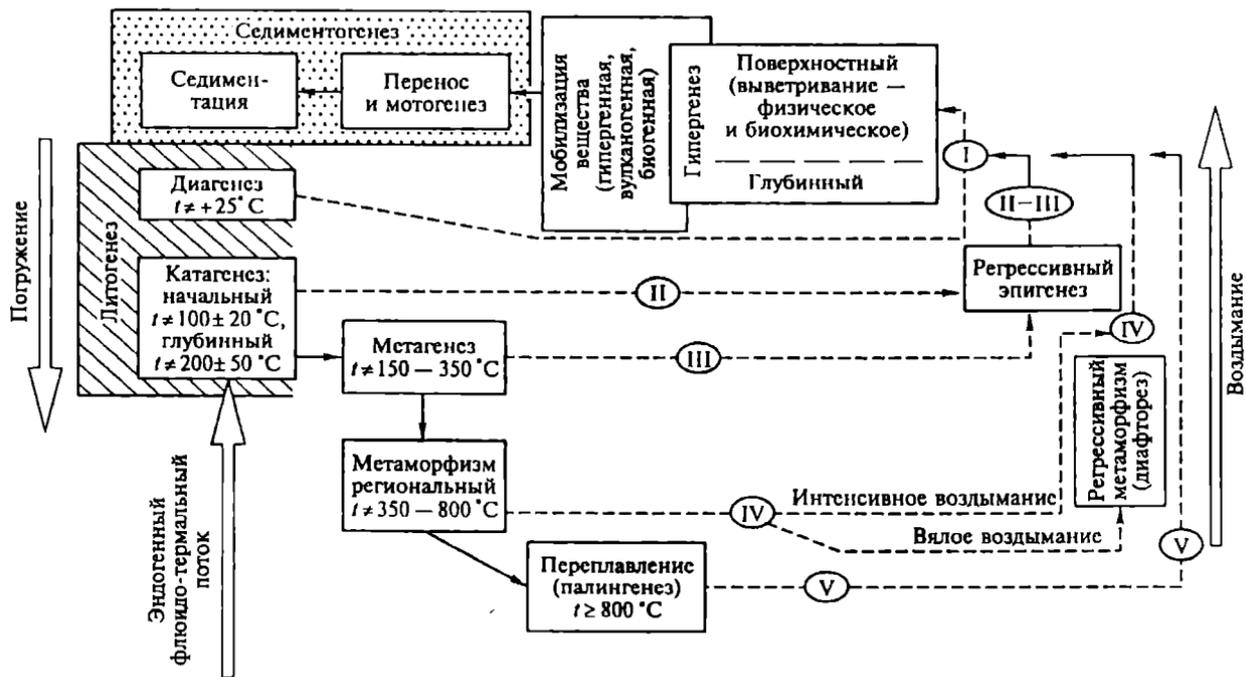
В вышеизложенном абзаце автор стремился отобразить всю многогранность признаков этого природного явления. О нем видный литолог и педагог, профессор МГРИ С.В. Тихомиров писал ниже следующее: «Процесс называется осадочным, так как минеральные отложения, в нем возникающие, образуются в результате *осаждения* [курсив наш – *авт.*] их вещества из водных истинных и коллоидных растворов, или перемещающихся твердых частиц различными факторами Величина перемещения минеральных частиц может быть ничтожна или неограниченно велика – неоднократное перетолжение факторами денудации на континентах и в морских бассейнах. Седиментация (осаждение) и, следовательно, минералообразования происходят не только при транспортировке минерального вещества на поверхности континентов и в океанских бассейнах, но и на корях выветривания, при диагенезе и катагенезе» (Тихомиров, 1982, с. 66). И ещё: «В осадочном процессе может быть выделено две фазы существования минерального вещества – подвижная и относительно стабильная. В последней, в свою очередь, может быть выделено три ступени организации – минералообразование как таковое, породообразование и формирование осадочных ритмов и формаций – элементов строения стратисферы» (Тихомиров, 1982, с. 67).

Как видим, главными производными этого чрезвычайно сложно и многоступенчатого процесса *sensu lato* служат **осадочные горные породы**. Ими именуются геологические тела минерального или органического состава, возникшие на земной поверхности либо вблизи нее под воздействием химических, физических и (или) биологических процессов (*sensu stricto*) и существующие в термодинамических ($T - P$) условиях, которые свойственны верхней части земной коры. Предельные параметры этих «условий верхней части земной коры», при которых существуют осадочные породы, в учебной литературе характеризуется приблизительно и не конкретно. Авторское их понимание (Япаскурт, 2008, а) будет сформулировано несколько ниже. Сперва замечу, что независимо от различия мне-

ний геологов о конечных глубинах функционирования осадочного процесса, современное представление о главных свойствах его продуктов исходит из концепции В.И. Вернадского и (несколько позднее) Л.В. Пустовалова о том, что осадки и возникшие из них горные породы – это вовсе не хаотичные смеси каких угодно минеральных и органических частиц. Каждая осадочная порода представляет собой *закономерное сонахождение разноэтапных вполне определенных парагенетических ассоциаций минералов и ОВ, сформированных при конкретных стадиях осадочного цикла* (рис. 1.1).

Трудами классиков литологии, прежде всего, И. Вернера, У.Х. Твенхофела, Н.М. Страхова, Ф.Дж. Петтиджона, Л.В. Пустовалова, В.И. Попова, Г.Ф. Крашенинникова, Н.В. Логвиненко, Л.Б. Рухина, С.В. Тихомирова, П.П. Тимофеева, М.С. Швецова и множества других исследователей была глубоко изучена стадийность осадочного процесса и циклический характер её проявления в геологическом времени. Обобщенная схема последовательной сменяемости стадий этого процесса показана на рис. 1.1. На ней мы видим полный цикл (от начала до завершения) стадий: 1 – *мобилизация* твердых, жидких и газообразных веществ (гипергенная, биогенная и вулканогенная), 2 – *транспортировка* их и 3 – *осаждение* (2-я и 3-я стадии нераздельны, объединяются в *надстадию седиментогенеза*); 4 – *диагенез осадка* (в трактовке Н.М. Страхова); 5 – *диагенез породы* или *метадиагенез* (по М.С. Швецову), или *региональный эпигенез* (по Л.В. Пустовалову, А.В. Копелиовичу, А.Г. Коссовской, Б.А. Лебедеву, В.И. Муравьеву, И.М. Симновичу, В.Д. Шутову и др.), или *катагенез* (по А.Е. Ферсману, Н.Б. Вассоевичу, Г.Ф. Крашенинникову, Н.В. Логвиненко, Н.М. Страхову, В.Т. Фролову, В.Н. Холодову, О.В. Япаскурту и др.); 6 – *метагенез* (выделяемый не всеми) и, в случае существенных тектонических воздыманий, снова *гипергенез* как начало следующего цикла новой мобилизацией веществ.

В реальности эти циклы чаще всего бывают неполными, прерванными на любой из постседиментационных стадий (см. рис. 1.1) либо полнейшими, когда порода успевает испытать все стадии метаморфизма и анатексиса прежде, чем попадет в приповерхностную область выветривания. В последних случаях мы имеем дело с областью интересов метаморфической и магматической петрологии.



Циклы: I – прерванный; II, III – укороченные; IV – полный; V – полнейший.

Рис. 1.1. Общая схема стадий и циклов осадочного породообразования, эндогенных и экзогенных породных изменений

Возвращаясь к стадиям собственно осадочного процесса, остановимся на некоторой понятийной базе, которая до сих пор неоднозначно трактуется литологами разных школ.

Начнем с понятий: «генезис» (рождение, происхождение) и «эпигенезис» («эпи-» – после, греч.), а точнее, начнем с того, как эти термины соотносятся с вышеперечисленными стадиями осадочного цикла. По представлениям Г.Ф. Крашенинникова (1986), абсолютно все вышеперечисленные стадии объединяются общим понятием «генезис осадочной породы», если её вещество претерпело эти стадии. «При этом следует помнить, что в понятие «генезис» нужно включать не только традиционный палеогеографический аспект, т.е. обстановку осадконакопления, но и все предыдущие этому этапы формирования вещества осадочных пород – мобилизацию вещества и его перенос, а также последующие за накоплением этапы – диагенез и катагенез, так как все они оказывают влияние на свойства пород. И ещё не следует забывать, что в основе генетического подхода теперь, как и всегда, должно лежать изучение вещества. Особенно важное и возрастающее с течением времени значения получает системный подход к выяснению генезиса пород и их анализу» (Крашенинников, 1987, с. 20).

Автор вышеприведенной цитаты так же, как Н.Б. Вассоевич, а в начале XX в. Ог и И. Вальтер именовали все стадии осадочного цикла (см. рис. 1.1) в их совокупности термином «литогенез» в его широком понимании (*sensu lato*). Иначе подходил к решению этого вопроса Н.М. Страхов, конкретизируя генезис (*sensu stricto*) как нераздельно взаимосвязанные процессы стадии седиментогенеза и диагенеза, именуя их процессы в совокупности «литогенезом». Последиагенетические стадии относились Н.М. Страховым к категории «вторичных изменений осадочных пород», то есть, по существу к их эпигенезу. Но Н.М. Страхов именовал их иначе – сперва как «метагенез»; но вскоре он принял термин «катагенез», а метагенезом стал именовать ещё более поздние раннеметаморфические породные изменения, о чем сообщил в статье журнала «Доклады АН СССР» (Страхов, Логвиненко, 1959).

Несколько позднее, в 70-х годах XX в. П.П. Тимофеев и его ученики стали именовать литогенезом только все постседиментационные стадии – начиная от диагенеза, включая катагенез, метагенез и

более глубокие изменения «регионального метаморфизма погружения» осадочной породы. В этой стадияльной терминологии понятие «генезис» П.П. Тимофеев применял к процессам и обстановкам осадконакопления (седиментогенеза), а диагенетическое и последиагенетическое породообразование он именовал как «апогенезис» (от «апо-» – над, *греч.*). Последний термин содержал в себе смысловой аспект не столько лингвистический, сколько методологический: П.П. Тимофеев активно внедрял в геологические работы приемы литолого-фациального анализа, при котором исследователю принципиально важно различать две категории структурно-текстурных и вещественных свойств горной породы – 1) первичные, или собственно генетические признаки исходного осадка и 2) наложенные на них (апогенетические) новообразования, которые возникли в недрах стратисферы и зачастую существенно исказили признаки осадка.

Автор в своих научных трудах периода между 1984 и 2008 гг. придерживался основ стадияльной терминологии П.П. Тимофеева (мобилизация, гипергенез – седиментогенез – литогенез) за исключением распространения категории «литогенез» на метаморфические образования, мотивируя это качественными отличиями эндогенных факторов, процессов и продуктов метаморфизма от таковых при стадиях диагенеза и катагенеза. Много лет отдавший исследованиям метаморфизма (1956–1971 гг.), автор приемлет нижеследующую формулировку одного из классиков литологии: «... Породы, хотя и осадочного происхождения, но попавшие в силу тех или иных причин в зону метаморфизма, мы уже не будем рассматривать как осадочные породы. Метаморфизирующие силы (высокое давление, повышенная температура или сочетания того и другого) накладывают на них такой неизгладимый отпечаток, так сильно меняют их облик и вещественный состав, придают им такие новые, отсутствовавшие ранее черты, что они перестают быть тем, что мы называем осадочными породами, и становятся объектом изучения уже не петрографов-осадочников, а других специалистов, имеющих дело с метаморфическими породами, т.е. продуктами той термодинамической обстановки, где господствуют высокие давления и температура» (Пустовалов, 1940, ч. I, с. 23).

Критически прослеживая всё прежде наработанное и углубившись в оценку аргументации в трудах своего учителя, заслуженного деятеля науки и техники РСФСР и заслуженного профессора МГУ

Г.Ф. Крашенинникова и его коллег – член-корр. АН СССР Н.Б. Васюевича и профессоров Г.А. Каледы и С.В. Тихомирова, автор склонен теперь вернуться к их изначальной трактовке понятия «литогенез» *sensu lato*, т.е. применительно ко всему осадочному циклу.

Однако, учитывая сохраняющиеся у исследователей разночтения в терминологии, при которых отечественные литологии продолжают трактовать это слово *sensu stricto* – одни в понимании П.П. Тимофеева, иные же по Н.М. Страхову (седиментогенез и диагенез), мы предпочтем ниже избегать употребления этого термина. Вместо него будут использованы нижеследующие словосочетания: 1 – исходная **мобилизация вещества** (гипергенная, биогенная, вулканогенная), 2 – **генезис осадка** как итог процессов и условий седиментогенеза, т.е. переноса и накопления веществ, 3 – **генезис породы**, как итог процессов стадии диагенеза в её трактовке Н.М. Страховым и 4 – осадочно-породный **эпигенезис**, трактуемый как *надстадиальное понятие*. Оно распространяется на всю вторую половину полного осадочного цикла – на все *последиагенетические и предаморфические процессы породных изменений и новообразований, вплоть до начала гипергенной мобилизации веществ в начале следующего цикла*. Метаморфизм, как сфера господства эндогенных процессов, в эту категорию не включен. Ему свойственны свой генезис метаморфозов и свой эпигенезис – это стадии диафтореза (ретроградного метаморфизма).

В таком варианте эпигенезис осадочной породы будет термином широкого понимания. Его смысл не адекватен стадийным понятиям. К ним и эволюции их наименования на протяжении минувшего столетия мы будем возвращаться несколько ниже (см. в главах 2, 4).

Напомню, что наши современные знания о генезисе осадков и осадочных пород превосходят на порядки всю более или менее достоверную информацию о их эпигенезисе по причине недоступности глубинных процессов нашим прямым наблюдениям, а также из-за их длительности, несопоставимо превышающей век людского поколения (см. во Введении). Поэтому способам расшифровки эпигенетических процессов здесь будут уделяться максимальное внимание (см. в главах 3, 4). Затем, опираясь на добытые этими способами сведения, автор стремится с *единых теоретических позиций* пересматривать и систематизировать многие ранее известные и не-

давно выявленные сведения об осадочном процессе, представляя его как *закономерный элемент глобальной самоорганизации и взаимовлияния геосфер* (трактовку последнего термина см. ниже).

Прежде, чем приступить к изложению этих данных, напомним читателю о том, что теперешний литолог, владея большим багажом открытий на нынешнем уровне развития наук о Земле, должен анализировать обильный фактический материал полевых и лабораторных наблюдений и мыслить *историко-геологическими процессами* (механизмами и способами) возникновения и бытия горных пород, оценивая многогранговые *факторы влияния* экзогенной и эндогенной сред на эти процессы, систематизируя их и сводя в теоретические модели.

Этот призыв «мыслить процессами» не нов. Так поступал известный исследователь геохимии осадочного процесса А.И. Пельман (1967), а до него – В.И. Вернадский, который ещё в начале XX в. написал о своих трудах по подготовке курса лекций по минералогии так: «Я ... обращал основное внимание на процесс, а не только на исследования продукта процесса (минерала), на динамическое изучение процессов, а не только статическое изучение их продуктов» (Вернадский, 1959, с. 42).

Веление времени обязывает нас следовать такому предвидению гения.

Системный обзор осадочных процессов *sensu stricto* и их диагностических признаков был опубликован в недавних работах (Япаскурт, 1999, 2008 а, б). В продолжение данного направления исследований здесь делается попытка систематизировать многие сведения об осадочных процессах в рамках единой теоретической концепции относительно эволюции всех сфер нашей планеты, опираясь на классические, недавно изданные фундаментальные труды по теории формирования и развития Земли (Вернадский, 1994; Сорохтин, Чилингаров, Сорохтин, 2010; Хаин, Халилов, 2009).

К этой проблеме мы вернемся ниже, после того как рассмотрим диапазон интересов литологии к конкретным сферам нашей планеты и уточним иные терминологические формулировки.

«*Геосфера*» - это термин, который широко использовал в своих трудах В.И. Вернадский. Прочитируем ниже его аргументацию. «Мы видели, что в земной коре можно различать *оболочки* – более или менее правильные концентрические слои, охватывающие всю

планету, меняющиеся с глубиной в вертикальном разрезе планеты и отличающиеся друг от друга характерными для каждой, только ей свойственными, особыми физическими, химическими и биологическими свойствами, геохимически резко различные. Можно представить себе земную кору, как совокупность таких оболочек. Для этих оболочек Д. Меррэй в 1910 г предложил название *геосфер*. Я буду в дальнейшем пользоваться этим названием и связанным с ним понятием» (Вернадский, 1994, с. 203). И далее, там же: «Я сохраню, однако и понятие *земных оболочек* и буду отличать геосферы и земные оболочки. Земная оболочка – понятие более общее и сложное, чем геосфера. Она захватывает, может быть, несколько геосфер. В то самое время, когда геосфера, как мы увидим, определяется по немногим – одному, двум параметрам равновесий, оболочка, если исходить из определения её границ от одной какой-нибудь геосферы (я принимаю за основную термодинамическую геосферу), включает все те геосферы, которые географически с ней совпадают. Такой земной оболочкой является, например, биосфера, область жизни, захватывающая тропосферу, гидросферу и часть стратисферы (кору выветривания)».

Содержание последней фразы из этой цитаты свидетельствует о том, что границы биосферы в ее определении В.И. Вернадским совпадают с *зоной осадкообразования* Л.В. Пустовалова (1940), которую впоследствии некоторые литологи (И.О. Мурдмаа и др.) стали именовать как *седиментосфера*. Эта земная оболочка представляется приповерхностной территорией нашей планеты, в которой совершаются процессы, имеющие прямое и косвенное отношение к осадконакоплению: мобилизация исходных веществ, их перенос и накопление в осадке. Территориально она совпадает со всей поверхностью Земли, а по вертикали охватывает большую часть атмосферы, всю гидросферу и верхние части литосферы (до тех глубин, куда проникают факторы химического и биохимического выветривания горных пород).

Стратисферой, в полном соответствии с представлениями о ней В.И. Вернадского и Л.В. Пустовалова, именуем совокупность всех осадочных пород, возникших за всю историю существования Земли, сохраненных от денудации и не перешедших в состояние метаморфических образований. «Это создание зоны осадкообразования, тех космических и планетарных сил, ... которые господство-

вали в течение долгого геологического времени, с тех пор как на Земле появилась твердая кора» (Пустовалов, 1940, ч. I, с. 26). Добавим к вышесказанному определению стратисферы ещё очень важный штрих к пониманию сути её строения и свойственных ей поро-, рудо- и нефтегенерационных процессов: она представляет собой *многокомпонентную, целостную, иерархически построенную минерально-органогенно-породно-флюидную саморазвивающуюся систему* (о системах и их саморазвитии см. ниже). В пределах стратисферы реализуются стадии постседиментационных преобразований вещественного состава и структуры осадков в осадочную горную породу (диагенез) и последиагенетические *вторичные изменения* осадочных пород (термин использовали около середины XX в. одинаково Н.М. Страхов и Л.В. Пустовалов). Они наследуют особенности исходного состава, структуры и текстуры осадка, меняя их в разной степени. Наиболее консервативными в этом процессе представляются седиментогенные текстуры, которые порой сохраняются вплоть до стадий интенсивного регионального метаморфизма (по академику А.В. Сидоренко и его ученикам). Впрочем, текстуры осадка порой сильно искажают вторичные стилолитизация, швы флюидоразрыва, кливаж и др. внутрислоевые дометаморфические новообразования.

Структуры и вещественные составы отложений меняются гораздо заметнее текстур. Примеры самых существенных изменений: 100%-ная доломитизация известняка, возникновение аргиллита хлорит-иллитового состава за счет монтмориллонитовой глины, сплошная цементация песка постдиагенетическим кальцитом и др. Описания см. в книгах (Диагенез..., 1967; Селли, 1981; Япаскурт, 1995; 2008). При этом некоторые слои осадочных пород приобретают такой минеральный состав и химизм, которые не наследуют минеральные составы и химизм первичного осадка. А у соседних с ними слоев, напротив, унаследование этих признаков кое-где сохраняется вплоть до метаморфизма включительно. То есть, вторичные изменения осадочного комплекса осуществляются очень неравномерно в одинаковых условиях глубинности залегания пород.

Литологи на протяжении минувшего полувека меняли представления о роли катагенеза (регионального эпигенеза) в осадочном процессе. Традиционно считалось, что главные черты фациально-формационного плана осадочных толщ создаются на стадии седиментогенеза и что после диагенеза осадков вторичные (катагенети-

ческие) породные изменения вплоть до начала метаморфизма (а также и потом, при региональном виде метаморфизма) 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 нашел свое реальное подтверждение. Но не всегда и не везде. Сейчас известны многие факты несоответствия природных явлений этому постулату (Лебедев, 1992; Холодов, 2006; Япаскурт, 2008).

Ниже стратисферы находятся метаморфосфера и магмосфера, принадлежащие комплексу эндогенных земных оболочек, описание которых см. в (Хаин, Короновский, 2007). Интересы же литологии распространяются, как известно, на седиментосферы (нынешнюю и прошлые) и стратисферу. Методологические аспекты исследования этих сфер рассматриваются в следующем разделе (см. 1.2). Постигая их, задержимся на вопросе: *где конкретно находится граница между сферами экзогенных и эндогенных процессов*, и где расположен тот уровень, на котором интересы литологии комплексуются с таковыми в метаморфической и магматической петрологиях?

Вопрос этот до сих пор не имеет однозначного ответа. В Геологическом словаре (1973) есть определения терминов: «процессы экзогенные (поверхностные)» и «процессы эндогенные». Первое из них сформулировано так: «... Процессы, вызванные в основном внешними по отношению к Земле силами; они происходят на поверхности Земли и в самых верхних частях литосферы (в зоне действия факторов гипергенеза). Обусловлены гл. обр. энергией солнечной радиации, силой тяжести и жизнедеятельностью организмов. К П.э. относятся: 1) выветривание горных пород; 2) перемещение продуктов выветривания под действием тяжести, посредством движущихся воды, ледников и ветра...; 3) образование осадочных пород и некоторых типов полезных ископаемых». (Геологический словарь, 1973, Т. 2, с. 155). Третий пункт в последней фразе, очевидно, имеет в виду зону и стадию диагенеза, в понимании их Н.М. Страховым (т.е. до глубины 0,25–0,5 км под земной поверхностью на континентах и в окраинных морях, и до 2 км в океанской абиссали).

«Процессы эндогенные – геол. процессы, вызванные в основном внутренними силами Земли и происходящие гл. обр. внутри Земли.

Обусловлены энергией, выделяемой при развитии вещества Земли, действием силы тяжести и сил, возникающих при вращении Земли. К ним относятся тектонические, магматические, метаморфические и гидротермальные процессы... Действия процессов эндогенных в некоторых случаях тесно связано с действием экзогенных процессов. Многие геол. явления, вещественные образования (например, нефть, каменный уголь и др.) и структурные формы возникают в результате взаимодействия экзо- и эндогенных геологических процессов (факторов) и несут черты тех и других. *Синонимы: процессы глубинные, гипогенные»* (Геологический словарь, 1973, т. 2, с. 155). Из вышеприведенного определения следует, что породные изменения стадии катагенеза (где формируются нефти и угли), охватившие большую часть объема стратисферы, суть зона встречных влияний экзо- и эндогенных факторов. То есть, это зона *промежуточная*, у которой температура и давление – главные факторы влияний на вещество пород (Т и Р) имеют эндогенную природу, однако результаты их влияний в значительной мере зависят от состава седиментофонда и от седиментогенных структур, возникших под влиянием факторов сугубо экзогенных. И внутрипородные флюиды в большинстве своем тоже обусловлены экзогенными источниками их генезиса – см. талассогенные и литогенные воды, по классификации А.А. Махнача (1989).

Итак, процессы катагенеза, которые традиционно никто не относил к категории эндогенных, но совершающиеся при решающем влиянии эндогенных термобарических факторов, целесообразно именовать *глубинными*, или *гипогенными*, не отождествляя целиком эти понятия с термином «эндогенные», а относя их к *переходным*, тяготеющим ближе к «экзогенным» образованиям. Тем самым мы рекомендуем небольшую поправку в формулировку Геологического словаря (1973), процитированную выше.

К собственно эндогенным образованиям целесообразно относить породы метаморфосферы и интрузивной магматосферы (совместно), принадлежащие к кругу интересов и специфических методов петрологии. Однако и здесь, при начальном метаморфизме – до его амфиболитовой фации, своеобразные черты осадочных пород наследуются настолько отчетливо (Япаскерт, 1999), что эти образования в равной мере составляют предмет внимания и петрологов, и литологов. Поэтому в свое время А.Г. Коссовская (1962) предлагала кар-

тировать наиболее четко выраженную границу между осадочными и метаморфическими образованиями по биотитовой изограде внутри фации зеленых сланцев. О.В. Япаскurt (1995, 2008) склонен поднять эту границу до начальных признаков стадии метакристаллизации (см. выше), хотя она выявляется на практике труднее, чем зона метаморфогенной биотитизации. Общепринятой договоренности в данном случае еще не существует.

Во всяком случае вопрос о природных границах между геосферами решается, по мере детализации работ исследователя, не просто, и здесь еще остаются большие возможности для дальнейших уточнений.

Теперь стало очевидно, что весь осадочный цикл, начиная от стадий гипергенеза, седиментогенеза и завершая последующими (дометаморфическими) событиями, которые определили нынешнее состояние исследуемой породы – суть итог взаимодействия и обмена осадочным веществом и энергией между многими сферами планеты. Поэтому современная литология стала наукой о процессах не только экзогенного породообразования, но и о достаточно глубоких, внутрискратисферных породных изменениях, а также о факторах (местного и общепланетарного масштабов), управляющих всеми этими процессами. Именно на глубинных процессах эпигенетического минерало- и породообразования будет сосредоточено главное внимание в последующих разделах этой книги.

Историко-геологические реконструкции такого рода процессов и факторов осадочного породообразования доступны литологам благодаря тому, что их наука располагает *специфическими, только ей присущими методами* исследования. Они чрезвычайно информативны, но до сих пор используются геологами и профессионалами др. специальностей не в «полную силу». Это триада неразрывно связанных между собой приемов: 1 – *стадиального анализа (СА)*, или выявления (в основном на микро- и наноуровнях) этапности формирования и разрушения породообразующих минеральных компонент в привязке этих этапов к событиям геологической истории места зарождения и пребывания исследуемой породы (Махнач, 2000; Япаскurt, 2005), 2 – *генетического анализа (ГА)*, то есть истолкования структурно-текстурных и вещественных признаков процесса (способа) осадконакопления и 3 – *литолого-фациального*

анализа (ЛФА) условий и палеогеографических обстановок осадко-накопления.

К подобному описанию этих методов мы вернемся ниже (см. в разделе 1.3), а здесь заметим нижеследующее.

Исторически сложилось так, что вышеупомянутая триада методик стала главенствовать в фундаментальных литологических исследованиях накануне XXI в. Эти методы, претерпевая со временем свою неизбежную модернизацию, продолжают и будут оставаться главенствующими вне зависимости от уровня технического совершенствования лабораторной аппаратуры и от постоянного притока фактологической информации, потому что их *объединяет единый методологический принцип – это сравнительно-литологический подход к объекту исследования*. Он был массово внедрен в практику литологических работ академиком Н.М. Страховым еще в первой половине XX века как важнейшая основа познания геологического прошлого посредством тщательного анализа процессов и условий современного осадкообразования на континентах и дне морей и океанов, но непременно с коррективами, учитывая необратимый характер эволюции условий седиментации в истории нашей планеты.

Следуя этому принципу, основатели отечественной литологии свои генетические заключения никогда не сводили к прямолинейному актуализму, или к униформизму, который исходит из постулата о том, что все процессы и условия осадкообразования прошлых геологических эпох были копией нынешних процессов и условий седиментации. Последние за время существования нашей планеты существенно эволюционировали попутно с эволюцией ландшафтно-климатических, атмосферно-гидросферных, биотических и тектонических факторов седиментогенеза. Поэтому актуалистические сравнения осуществимы непременно *с вероятностными* поправками. Они будут тем значительнее, чем древнее возраст изучаемой нами осадочной толщи.

Данный принцип исследования сегодня не только не утратил своей значимости, но напротив, остается краеугольным камнем фундаментальных теоретических построений науки об осадочном породообразовании. Однако тот же принцип «не работает» в сфере реконструкций процессов эпигенезиса, понимание которых базируется исключительно на данных *СА*, компенсируемых с надпород-

ными системно-формационными приемами исследования (см. ниже в разделе 1.4).

Литология сегодня – это глубокое проникновение в суть деструктивных и конструктивных процессов перераспределения веществ как над земной поверхностью (в седиментосфере), так и под ней (в стратисфере). Решение этих научных задач базируется на разработанных к концу XX в методологических принципах системности и синергетики.

1.2. Методологические аспекты нынешней науки об осадочных образованиях

Методические приемы рассмотренных разделов в литологии (см. рис. 1.2) – это ГА, ЛФА, СА и анализ осадочных геологических формаций – объединены общностью методологии, или учения об организации деятельности (Новиков, Новиков, 2010, с. 6), которое исходит из теоретических положений диалектики и современной философии естествознания (Алексеев, Панин, 2010; Баранцев, 2009; Бондарев, 2003; Крашенинников, 1985; Методология..., 1985; Найдыш, 2004; Новиков, Новиков, 2010; Фролов, 2004; Хаин и др., 2010). В самом конце XX и в XXI веке в методологию исследований гидрогеологов, минералогов, геохимиков и литологов стали внедряться принципы синергетики учения И.И. Пригожина и его сторонников (Пригожин, Стенгерс, 2008; Хакен, 1980; Безручко, Короновский и др., 2010; Курдюмов, Маленецкий, 1983). Эти принципы опробованы отечественными учеными (Горяинов, Иванюк, 2001; Летников 1992, 2004; Синергетика..., 2007; Шабалин, 2006; Шварцев, 2005, 2007; Япаскерт, 2005 и др.). Прежде чем обратиться к ним задержимся на смысловых определениях используемых здесь терминов. Начну с того, какой смысл вложил в понятие *«синергетика»* его автор Герман Хакен. Он писал: «Синергетика занимается изучением систем, состоящих из многих подсистем самой различной природы, таких как электроны, атомы, молекулы, клетки, нейтроны, механические элементы, фотоны, органы, животные и дикие люди. Синергетика рассматривает, каким образом взаимодействие подсистем приводит к возникновению пространственных, временных или пространственно-временных структур в макроскопических системах». Цитируется по (Безручко, Короновский и др., 2010, с. 24).

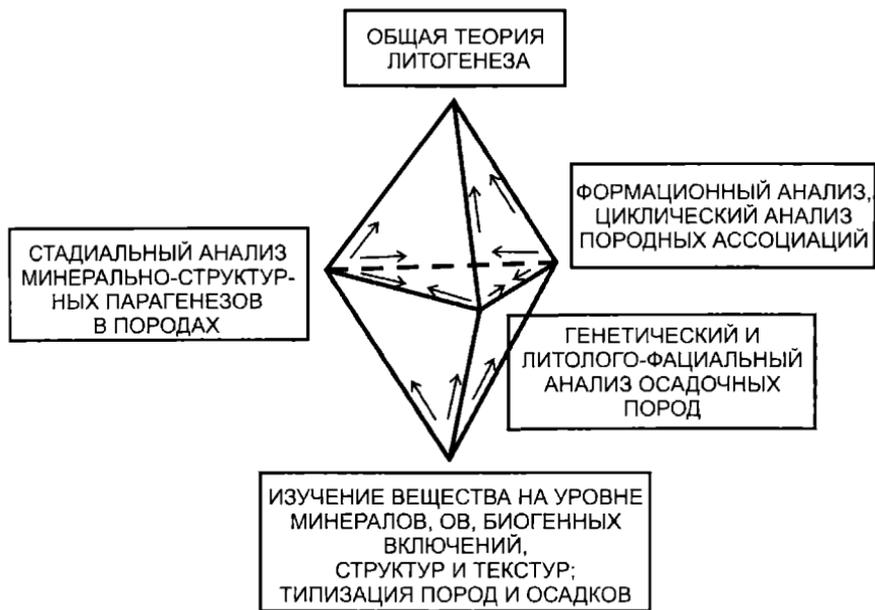


Рис. 1.2. Общая структура литологии; иерархичность её методов

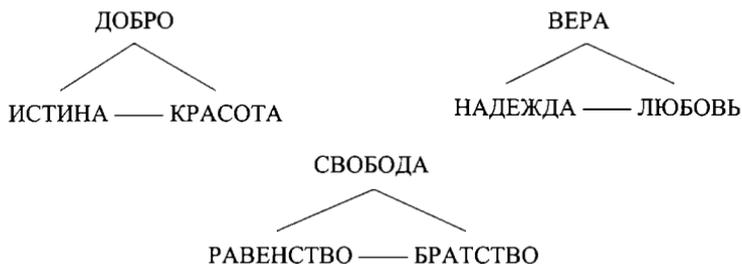
Из столь четкого определения следует, что сложные природные системы – биокосная седиментосфера и в большинстве своем косная стратисфера – суть системы, ранжируемые на множество, изучаемых геологами (и литологами, в первую очередь), подсистем и вполне доступные синергетическому принципу познания. Этот принцип занимается *поиском единого в самых разнообразных системах*. Он стремится внедрить единство в разрозненную картину мироздания, или, по словам Г. Хакена на конференции по синергетике 1982 г: «Информацию, перегруженную огромным количеством деталей, затемняющих суть дела, необходимо сжать, превратив в небольшое число законов, концепций или идей. Синергетику можно рассматривать как одну из таких попыток» (Безручко, Короновский и др., 2010, с. 29). «Отвлекаясь от изначальной природы изучаемой системы, синергетика сводит ее до *модели*, которая затем изучается методами синергетики (которые, в свою очередь, также привнесены в синергетику из других наук и переосмыслены ею)» (Безручко, Короновский и др., 2010, с. 30). *Под моделью в данном случае понимается вещественный или мысленно представляемый аналог определенного оригинала, подобный ему в существенных для конкретного*

исследования чертах. «Другими словами: модель – нечто похожее по своим свойствам на оригинал, создаваемое и (или) используемое человеком для своих целей. Модели могут быть разными, более или менее богатыми свойствами... Моделированием называют процессы создания и использования моделей. Выбор той или иной модели определяется целью моделирования» (Безручко, Короновский и др., 2010, с. 37).

Цели литологического моделирования – это фиксация, хранение и ранжирование информации о признаках процессов *sensu stricto*, которые свойственны всем стадиям осадочного цикла (см. рис. 1.1) при различных ландшафтно-климатических и тектонических условиях, и на определенных этапах геологической истории Земли и ее геосфер. Добавлю к этому слова о сути и надобности геологической модели видного зарубежного седиментолога Х. Рединга, в их переводе с английского языка: «Модели – это идеализированные упрощения, выдвинутые для того, чтобы облегчить наше понимание сложных природных процессов... Они являются всего лишь зрительными изображениями рабочих гипотез» (Обстановки..., 1990, т. 1, с. 19). И добавлю принципиально такую же оценку отечественного классика: «Уже беглый взгляд на лабораторию природы говорит нам, что мы довольно беспомощны в оценке огромного количества факторов, участвующих в её реакциях, и что их сочетания могут быть в высшей степени различными... Однако мы научились справляться с этими трудностями. Часто работа естествоиспытателя заключается в умении именно упростить задачу, поставленную природой, игнорировать все те координаты, которые мы не можем учесть и которыми можно пренебречь, оставив лишь оказывающие главное влияние на характер данного явления» (Ферсман, 1977, с. 45). Последняя фраза имеет прямое отношение к моделированию, хотя во время ее написания этот термин в геологии еще не был принят. Но геологические модели создавались.

Теперь к процессу их построения целесообразно использовать ещё один **новый методологический аспект: целостный, или тернарный подход** к исследуемому объекту. Суть его состоит в недостаточности традиционной **бинарной** схемы аналитических построений, выполнявшихся по принципу: «тепло-холодно», «хорошо-плохо», «правильно-ошибочно» и т.п. Однако этот принцип способен завести исследования в тупик, т.к. он при этом остается в одно-

мерном мире, который задается только двумя точками, или двумя крайними вариантами решения проблемы. Приходится делать вынужденный выбор, по принципу «третьего не дано». Однако «Гёте не случайно говорил, что между двумя противоположными мнениями находятся не истина, а проблема. Чтобы решить её, нужно выйти в дополнительное измерение, выбраться из бинарной схемы... Диада, или бинарная оппозиция есть элементарная структура анализа. Синтеза на ней не построить. Для синтеза требуется более ёмкая структура. Примеры из естественных наук показывают, что следует обратиться, по меньшей мере, к **триадам**» (Баранцев, 2009, с. 26) типа:



«Почему мы избрали именно триаду в качестве структурной единицы для методологии целостного подхода? Прежде всего, потому, что диады было явно недостаточно, а из всех более сложных структур триада – простейшая» (Баранцев, 2009, с. 36).

В литологии триада будет представлена так:



Делая такое заключение о вышеуказанной триаде как об основе современной методологии разработки литологических концепций, автор всего лишь констатирует ситуацию, сложившуюся ныне в этой науке. Генетичность и историзм изначально внедрялся корифеями (см. выше), а системность в конце XX в пропагандировалась и внедрялась на практике работами геохимика А.И. Перельмана (1987) и литологов Н.Б. Вассоевича, А.Н. Дмитриевского и Г.Ф. Крашенинникова (1981, 1985). К этим аспектам методологии мы подробно вернемся ниже, в главе 4.

1.3. Ведущие методы исследований генетических и эпигенетических процессов на минерально-компонентном и породно-слоевом уровнях природных систем

Во введении говорилось о триаде основополагающих методов литологии – генетическом, фациальном и стадийном анализе. Рассмотрим подробно их сущности.

Генетический и литолого-фациальный анализы составляют базовую основу методики литологических исследований, и так тесно сочетаются и взаимодополняют друг друга, что некоторые геологи воспринимают их в качестве единого метода. Его цель – расшифровка генезиса древних (доплейстоценовых) осадочных образований. Эта цель достигается путем актуалистического сравнения похожести и различия структурно-текстурных и вещественных признаков у известных по способу и условиям возникновения современных осадков и у древних пород, а затем осуществляют верификацию этих генетических заключений путем наблюдения и осмысления особенностей латерального и вертикального сочетания породных комплексов с теми или иными генетическими признаками.

В данном случае *понятие «генезис» трактуется дуалистически*. Это, во-первых, механизм процессов (механогенных, хемогенных, биогенных или совместных) формирования исходного осадка (то есть способ его образования) и, во-вторых, ландшафтно-палеогеографическая и палеоклиматическая обстановки, то есть условия накопления осадка. Первый аспект познается собственно генетическим анализом (ГА), а второй аспект познается путем литолого-фациального анализа (ЛФА). Их основой служат очень распространенные в практике работ литологов понятия: «литологический тип (литотип)» осадка или осадочной породы, «генетический тип» и «фация».

К сожалению, в течение минувших ста пятидесяти лет геологи (и литологии в их числе) от различных научных школ неоднократно преокупировали изначальные формулировки данных понятий применительно к своим индивидуальным представлениям и к различным способам собственного логического (иногда не логического) мышления. В конечном итоге возникла путаница и разночтение в представлениях о смысле одинаковых словесных терминов. В наибольшей мере это относится к термину «фация», который трак-

туется разными авторами широко либо узко, конкретно либо абстрактно, в едином стратиграфическом диапазоне либо вне его, отдельно от понятия «генетический тип» либо фактически как его синоним и тому подобное. Ныне известны многие десятки вариантов формулировок данного термина.

Известно, что родоначальником термина *facies* (облик) был швейцарец А. Грессли (1838), а русифицировал этот термин как «фация» в 1868 г. профессор (тогда ещё доцент) Казанского Императорского университета Н.А. Головкинский. Оба этих ученых раскрывали смысл введенного ими понятия прекрасным литературным стилем, но многословно, не дав четких формулировок наподобие тех, что приняты в физике, химии и др. точных науках. Поэтому многочисленные последователи идей А. Грессли стали трактовать термин *facies* согласно своему пониманию, привнося в его определение в большей или в малой степени кое-что свое, вплоть до полной преокупации данного понятия совершенно новым смысловым содержанием. Известный зарубежный литолог-современник Х. Реддинг – редактор переведенного на русский язык двухтомника «Обстановки осадконакопления и фации», в своем предисловии писал, что введенный А. Грессли термин стал к нашему времени предметом ожесточенных споров, и понятие «фация» в прошлом использовалось в разном смысле: 1) как чисто описательное понятие для обозначения пород, например «фация песчаника»; 2) в генетическом значении для продуктов предполагаемого механизма формирования породы, например «турбидитная фация» для отложений турбидных потоков; 3) для характеристики предполагаемой обстановки, в которой отлагались осадки, например «речные фации» или «мелководные морские фации»; 4) как тектонофация, например «посторогенные фации» или «молассовые фации». (Обстановки..., 1990, т. I, с. 13). К этому перечню можно ещё добавить: 5) «геохимические фации» Л.В. Пустовалова (1940) и Г.И. Теодоровича (1958); 6) фации метаморфизма П. Эскола и др.; 7) фации регионального эпигенеза А.Г. Коссовской и В.Д. Шутова, или катагенеза Н.В. Логвиненко; 8) фации магматических образований; 9) сейсмофации в работах исследователей стратиграфии и палеогеографии нефтегазоносных бассейнов, с применением геофизических методов. Практический выход из такой сложной ситуации видится таким: «Столь различное применение термина допустимо, если мы точно

определяем каждый раз смысл, вкладываемый в это слово». (Обстановки..., 1990, т. I, с. 13). Автор целиком разделяет это мнение.

Размышляя над выбором смыслового содержания рассматриваемого здесь термина, вернемся к его исходной трактовке. Её подробно описали в своих трудах читавшие книгу А. Грессли в подлиннике академик Д.В. Наливкин и профессор Г.Ф. Крашенинников. Цитируем их пересказы и толкования представлений родоначальника данного термина. «В 1838 г. швейцарский геолог Грессли писал: «Я пришел к заключению, что каждое отложение в пределах своего горизонтального распространения обнаруживает довольно определенные вариации [некоторые цитируют последнее слово как «модификации» – *прим. авт.*]; эти вариации представляют постоянные особенности как в своем петрографическом составе, так и в палеонтологических признаках комплекса их ископаемых, причем их изменения подчинены особым и постоянным законам». Для этих изменений Грессли и предложил название «фации отложений»». (Наливкин, 1956, т. I, с. 5). И далее, интерпретируя суть вышесказанного, ученый писал: «Как видно из первого определения Грессли, фация – это осадок (горная порода), на всем своем протяжении обладающий одинаковым литологическим составом и заключающий в себе одинаковую фауну и флору. Это определение действительно как для отложений прошлого, представляющих уплотненные, нередко измененные горные породы, так и для современных неизмененных осадков». (Наливкин, 1956, т. I, с. 6).

О том же и с существенными добавлениями писал Г.Ф. Крашенинников в его учебном пособии так: «Происхождение фаций А. Грессли связывал с различиями в условиях образования пород... Грессли обнаружил в распределении ископаемых организмов юрского возраста черты, сходные с современными биоценозами, а в литологических признаках заключающих их пород заметил такие закономерности, которые имеют место на современном морском дне [то есть он фактически впервые применил широко внедряемый впоследствии Й. Вальтером, А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым сравнительно-литологический принцип методологии генетического исследования – *примеч. автора*]. Так, известняковая фация коралловых полипняков характеризует самые мелкие участки юрского моря, а глинистая фация с пелециподами – более глубоководные участки. В отложениях портландских слоев верхней юры, обла-

дающих наиболее яркой изменчивостью, Грессли выделил ряд фаций, и среди них следующие: 1 – коралловая, особенно изменчивого петрографического состава с обильной разнообразной фауной; 2 – литоральная и илистая с устрицами; 3 – литоральная илистая с губками; 4 – полупелагическая и 5 – пелагическая. Две последних фации представлены чистыми, плотными и однородными известняками и доломитами с редкой фауной» (Крашенинников, 1971, с. 5). Из вышесказанного явно следует, что Грессли «...является основоположником научной палеогеографии, фундаментом для палеогеографических выводов ему послужило выявление пространственного распределения выделенных им фаций и генетическое истолкование этих фактов» (Крашенинников, 1971, с. 6).

Это свое *генетическое истолкование А. Грессли, как видим, во-дид в название выделенных им фаций после их вещественных характеристик*. Так же иногда поступал и Н.А. Головкинский, ссылаясь на разную глубинность разных участков пермского морского палеобассейна, судя по остаткам фауны, найденной в породах между низовьями и верховьями современной реки Камы.

Резюмируя все вышизложенное, Г.Ф. Крашенинников (1971, с. 15–16) обратил внимание на три взаимосвязанных и взаимодополняющих признака выделяемых по методу А. Грессли фаций: 1) вещественный признак (литологический состав пород и комплекс органических остатков), 2) принадлежность к единому стратиграфическому горизонту (синхронность формирования отложений) и 3) генетический, а точнее – палеогеографический признак, означающий, что фации выражают определенные физико-географические обстановки прошлого, а их совокупность отражает изменение этих обстановок на площади развития того стратиграфического горизонта, в пределах которого данные фации были выделены.

Третьего из вышеупомянутых признаков фации в работе А. Грессли многие геологи впоследствии попросту не заметили или не придали ему должного значения. Другие же исследователи, напротив, сконцентрировали свое внимание главным образом на генетическом аспекте, а от неперменной синхронности выделяемых фаций отказались. Так поступили: в конце XIX века – Й. Вальтер, в прошлом веке – Д.В. Наливкин, Н.М. Страхов, Н.В. Логвиненко, Ю.А. Жемчужников, П.П. Тимофеев и многие его ученики – В.В. Еремеев, В.И. Копорулин и др., а также В.П. Алексеев (2007),

И.О. Мурдмаа (1987), автор (Япаскурт, 1992) и др. В их трактовках понятия «фа́ция» можно обнаружить ряд вариаций и различий (их перечень занял бы многие страницы), однако главная суть большинства этих представлений едина. Это *дуалистичность трактовки термина*: вещество осадка (породы) вместе с обстановкой его формирования, иногда с приоритетностью то первого, то второго из этих аспектов, но всегда с совместимым рассмотрением, в диалектическом их единстве.

Этот дуализм был заложен уже в понимании *facies* А. Грессли (см. выше) и в нижеследующей лаконичной его трактовке: «... *фа́ция* – это комплекс отложений, отличающихся составом и физико-географическими условиями образования от соседних отложений того же стратиграфического отрезка» (Крашенинников, 1971, с. 16).

Ещё более отчетливо дуализм видится в трактовках фации Д.В. Наливкина (1962) и, в особенности, в трактовках П.П. Тимофеева – «фа́ция это осадок плюс обстановка его накопления» и В.П. Алексеева – «...фа́ция: совокупность физико-географических условий осадконакопления, выраженных в одном или нескольких литогенетических типах; «условия + осадок»; элементарная единица палеоландшафта» (Алексеев, 2007, с. 34). Последний из вышеперечисленных авторов, также как и П.П. Тимофеев, отразили дуалистический принцип в наименованиях выделявшихся ими фаций, например таких: «фа́ция песчано-гравийных осадков русла горных рек», «фа́ция глинистых и песчано-алевритовых осадков слабопроточной части поймы», «фа́ция песчаных осадков сильноподвижного морского мелководья (аккумулятивные формы: бары, косы, перепады)» и тому подобное (Алексеев, 2007, с. 36–37).

В таком же смысловом значении автору наиболее импонирует формулировка, которая в конце прошлого века была опубликована известным океанологом И.О. Мурдмаа: «Не вступая в затянувшуюся на столетие дискуссию о сущности и формулировках понятия «фа́ция», автор понимает его как выражение единства условий (обстановки) осадкообразования и возникающего под их воздействием осадка со всеми его петрографическими, минералогическими, геохимическими и палеонтологическими признаками [курсив наш – автор]. Такая формулировка не противоречит смыслу, вкладываемому в это понятие классиками учения о фа́циях, а также большинством геологов наших дней» (Мурдмаа, 1987, с. 6).

Вышесказанное согласуется с мнением классика: «фация – это не только осадочная порода, т.е. литологическое понятие, но одновременно определенная однородная часть суши или дна моря, т.е. географическое или палеогеографическое понятие.

Нельзя рассматривать понятия фация, биоценоз и биотоп как равнозначные. Наоборот фация включает в себя биоценоз, биотоп и осадочную породу.

Существовало и существует большое число фаций, в пределах которых не отлагалось и не отлагается никаких осадков, например, пик гор и вообще все области разрушения, но нет осадка, который не отлагался бы вне какой-нибудь фации.

Фация – это единица ландшафта» (Наливкин, 1956, т. I, с. 7).

И здесь также мы видим дуализм в трактовке понятийной базы, которая уязвима с позиций формальной логики. Опираясь на такие, надо было бы использовать на практике два отдельных термина, приводя их в тексте и графических построениях один за другим в отдельности: 1 – «фация» только как вещество с его генетическими признаками и 2 – «обстановка осадкообразования», т.е. ландшафт и климат. Однако массовый геолог-практик интуитивно сводит обе эти категории воедино, как правило, не задумываясь над схоластическими правилами и трактовками способов научного мышления – для того, чтобы не уподобиться сказочной сороконожке, которая после анализа последовательности движения своих лапок вовсе разучилась бегать. Употреблять один обобщающий термин вместо двух-трех в повседневной работе *экономичнее*.

Оправдывая, таким образом, дуализм трактовок единого понятия, напомним, что таковой укоренился не только в литологии. Например, слово «нота» символизирует и звук определенного тембра и тональности, и вместе с тем символ этого звука для музыканта. В нашем же случае *«фация» трактуется и как обстановка седиментации, и как её «символ» для геолога – природная запись информации об этой обстановке, выраженная в особенностях вещественного состава горной породы, в её структурных и текстурных признаках и во включениях остатков фауны и флоры, синхронной формированию осадка.*

Это свое мнение автор подкрепляет вновь доводами И.О. Мурдмаа, который после перечня определений «фация» у многих клас-

сиков констатировал нижеследующее: «Во всех этих и многочисленных сходных определениях речь идет о *диалектическом единстве двух противоположных сторон одного понятия* [курсив мой-авт.] – конкретного (вещественного) и абстрактного (генетического)» (Мурдмаа, 1987, с. 6). И далее, там же сказано: «Выделения ископаемых фаций основано на генетическом анализе совокупности признаков осадков... и на восстановлении по этим признакам, с использованием метода актуализма, палеоусловий седиментогенеза» (Мурдмаа, 1987, с. 7–8).

Дополню вышесказанное ссылками на прежние высказывания Н.М. Страхова, Ф. Дж. Петтиджона, Х. Рединга и др. о *непременной вероятности* наших актуалистических интерпретаций древних обстановок седиментации вследствие, во-первых, необратимого характера их эволюции в геологической истории Земли и, во-вторых из-за субъективности индивидуальных заключений исследователя в зависимости от его опытности и уровня профессионализма.

Приступая теперь к характеристике конкретных приемов ГА и ЛФА напомним об упомянутой в начале этого раздела дуалистичности смыслового понятия «генезис отложений» и, как следствие этого, о двойственном смысле термина «генетический признак породы»: здесь подразумевается механизм процесса осадкообразования плюс обстановка и факторы его реализации. Применительно к фациям доминировал второй из вышеназванных аспектов, хотя элементы первого аспекта тоже присутствуют в понимании сущности фаций у некоторых литологов. Но главное отражение сути процессов осадкообразования мы находим в понятиях, которые были введены в научный обиход позднее появления термина «фация» – это «*генетический тип*» и «*литологический тип*». Именно они составляют основу анализа генетического, и включаются в комплекс приемов анализа литолого-фациального. Впрочем, некоторые исследователи СССР и России и практически все исследователи зарубежья вышеперечисленными понятиями не пользовались и не пользуются, сводя абсолютно все генетическое к единой категории – к фации.

Термин «генетический тип» родился в Российской Империи в самом конце XIX века. Его автор – известный геолог А.П. Павлов, он сформулировал это понятие в ходе исследования современных терригенных осадков Средней Азии, а потом и прочих регионов

так: это отложения, образованные в результате работы определенных геологических агентов (то есть факторов влияния на процессы седиментации), как то – сил гравитации, различных водных потоков, ветра, льда, жизнедеятельности биоса. Например, это следующие генетические типы отложений суши: элювиальные, коллювиальные, пролювиальные, аллювиальные, эоловые, ледниковые и др. Забегая вперед отметим, что Г.Ф. Крашенинников (1971) считал, что все такие и иные генетические типы нынешних осадков можно рассматривать в их сравнении как фации позднеплейстоценовой эпохи; кроме того их должно ранжировать по масштабности на: генетические виды, генетические типы и генетические комплексы. В.Т. Фролов (1995) считает, что в тех случаях, когда генетический анализ осуществляют только в обособленном геологическом разрезе (в единичном обнажении либо керне отдельной скважины), вертикальные последовательности с их структурно-текстурными признаками способа осадконакопления следует именовать только генетическими типами, но отнюдь не фациями, как это делал Й. Вальтер, а потом П.П. Тимофеев и делают В.П. Алексеев, В.И. Копорулин и др. литологии. Впрочем, и они вместе с фациями выделяют также и генетические (либо литогенетические) типы, но рассматривают их в качестве более дробных категорий. Например, генетический тип может символизировать какой-то песчаный бар в отдельности, а фация – более обширный элемент ландшафта, составным элементом которого был данный бар: это либо прибрежное морское мелководье, либо палеодельта крупной впадающей в море, реки, либо прибрежная часть озерного бассейна.

Возвращаясь теперь к истории трансформаций исходного, «павловского» понимания генетического типа, обратимся к фрагментам истории литолого-палеогеографических исследований в нашей стране.

Понятие «генетический тип» как основа для реконструирования палеогеографии был впервые внедрен советскими исследователями Т.Н. Давыдовой и Ц.Л. Гольдштейн в Буреинском угольном бассейне в 1944 г. и опубликован в 1948 г. Они определили данную категорию как «породу или естественную группу пород, обладающую определенным сочетанием основных признаков, указывающих на механизм формирования осадка» и показали важное информативное значение анализа характеров соотношений многих генетиче-

ских типов между собой, форм их залегания и контактов. Тогда же близкую категорию под названием «литогенетический тип» выделил коллектив сотрудников ИГН АН СССР под руководством Ю.А. Жемчужникова, изучавший каменноугольные отложения Донбасса: это «порода, обладающая определенными первичными генетическими признаками, отражающими условия накопления и формирования осадка». Вскоре член этого коллектива П.П. Тимофеев (1969, 1975) изъясил из данной формулировки приставку «лито-» т.к. она символизирует общепородные признаки – не только первичные, но и вторичные (приобретенные при превращениях осадка в породу), а последние в определение генетического типа не входят.

Иначе трактовали этот же термин Е.В. Шанцер (практически по А.П. Павлову) в 1966 г. и В.Т. Фролов в 1984 г., предложивший свой собственный вариант определения генетического типа («генотипа»). По В.Т. Фролову генотип символизирует лишь процесс, т.е. способ осадкообразования, но не физико-географические условия его реализации (ландшафтные, климатические и пр.). Их диагностируют только путем комплексного анализа рядов синхронных генетических типов (это ЛФА).

Е.В. Шанцер выделил следующие ряды генетических типов – континентальных отложений: элювиальный (элювий, почвы), субаэральнофитогенный (торфяники), коллювиальный (коллювий, делювий), водный (аллювий, пролювий, озерные отложения), подземноводный (пещерные отложения), ледниковый (морены, водноледниковые отложения), золовый (перевейные пески, лессы). А В.Т. Фролов обобщил признаки 45 генетических типов морских отложений, ранжировав их на 15 групп и 4 ряда: I – вулканогенно-осадочные, II – хемобиогенные, III – механогенные и IV – подводно-элювиальные. Например, механогенный ряд это: коллювиальная группа – подводно-обвальные, подводно-осыпные, подводно-оползневые, подводно-солюфлюкционные генетические типы; волновая группа – прибойные и волновые; флювиальная, или течениевая группа – подводные речные выносы, осадки приливные, вдольбереговых и стоковых течений, донных шельфовых течений, абиссальных течений, контуриты и турбидиты; тиховодная группа – лагунные, западинно-шельфовые, пелагические; маринно-гляциальная группа – морено-подводные, айсберговые, припайные; подводно-элювиальный ряд: группа физического элювия – каменистые разва-

лы, прелювий подводный (или горизонты конденсации); группа биоэлювия – ихнитолиты, или биотурбиты; группа хемозлювия – панцири, гальмиролититы и пр.

Итак, номенклатура и формулировки понятийной базы у различных исследовательских школ литологов неодинаковы, но их конечные результаты исследования были весьма продуктивными.

В заключение перечислим кратко порядок действий литологов школы Геологического института РАН (Москва) и многих тепершних литологов МГУ имени М.В. Ломоносова (включая автора) при выполнении ГА и ЛФА древних (доголоценовых) осадочных толщ в благоприятных для этого условиях, то есть, там, где доступны наблюдению многие разрезы этих толщ, надежно коррелируемые стратиграфически. Основой для их генетической интерпретации, как было многократно указано выше, служат генетические (или первичные) признаки процессов формирования осадка внутри каждого породного слоя, например, такие как: форма, размеры и сортировка аллотигенных минеральных зерен, характер (скульптура) их поверхностей, формы седиментогенных текстур и наличие включений остатков ископаемой фауны и флоры. При этом осадочной породе, как правило, свойственны ещё и постседиментационные (или вторичные) признаки стадий диагенеза, катагенеза (регионального эпигенеза) и др., которые выявляются методом стадийного анализа (Япаскерт, 2005, 2008), например такие, как следы коррозии либо регенерация аллотигенных минеральных частиц и агрегаты аутигенных минералов, возникших после стадии седиментогенеза вместе со вторичными текстурными новообразованиями (стилолиты, швы флюидоразрыва, кливаж, сланцеватость) и включениями конкреций. Первичные и вторичные признаки составляют сущность *литотипа*. Выделив, сгруппировав литотипы, исследователь сосредоточивает внимание на их первичных признаках, и получает таким путем значительную долю информации о процессах былого осадконакопления, а затем закрепляет эту информацию в категории выделяемых им *генетических типов* отложений (каждому из них соответствует один или несколько литотипов).

Парагенетическая ассоциация нескольких генетических типов представляется *фацией* осадочных отложений, присущих вполне конкретной палеоландшафтной плюс палеоклиматической обстановке древнего участка суши или дна водоема. В редких случаях

отдельный генетический тип адекватен фации, например угольный пласт, относимый к генетическому типу литифицированного торфяника, отвечает фации биогенных накоплений определенного вида торфяного болота, а биоморфный коралловый известняк – генетический тип биогенных мелководно-морских построек, соответствует фациям биогерма или части рифа, но это относительно редкие варианты.

Выделяемые фации верифицируют (по возможности) анализом порядка их сочетания в латеральных рядах синхронных образований (самый надежный способ) и, вместе с тем, анализируют наличие и характер их циклического (ритмичного) повторения в вертикальных последовательностях, то есть в геологическом времени. Подробнее о всем вышесказанном см. в работах В.П. Алексеева (2002, 2007), Г.Ф. Крашенинникова, А.Н. Волковой и Н.В. Ивановой (1988), А.В. Маслова (2005), П.П. Тимофеева (2006) и О.В. Япскурта (1992).

Стадиальный анализ (СА) недоступных прямому наблюдению эпигенетических процессов осадочного породообразования – один из неотъемлемых методов современного литологического исследования, состоит в распознании в породе признаков, возникших при *гипергенезе, метагенезе, катагенезе, диагенезе и седиментогенезе*. Академик Н.М. Страхов отводил ему ведущее место в перечне задач литологии: цель СА. – восстановление (путем снятия вторичных наслоений) первичных признаков осадка, из которого развивалась порода. Содержание СА к настоящему времени существенно эволюционировало. Изначально оно сводилось главным образом к оптическим наблюдениям шлифов пород в поляризационном микроскопе, а теперь эти наблюдения сочетают с данными растровой электронной микроскопии и микрозондов. Итог – выявление признаков этапности зарождения, изменения или исчезновения в породах конкретных минеральных и структурно-текстурных парагенетических ассоциаций и коррелирование этих этапов с историко-геологическими событиями, которые происходили в течение всего длительного времени формирования и бытия осадочного бассейна. Естественно, что результат такого СА способствуют научно-аргументированному объяснению многих причин и механизмов формирования коллекторских и (или) флюидоупорных свойств, приобретаемых или утрачиваемых породой в периоды геодинамического эволюционирования структуры бассейна.

Такой способ исследований историчен по своей сути. Его большие информативные возможности объяснимы взаимной неуравновешенностью полигенетических и неоднородных минеральных фаз, органических веществ (ОВ) у большинства осадочных образований, потому что на дометаморфических стадиях литогенеза эндогенной термобарической ($P - T$) режим бывал недостаточно напряженным для обеспечения фазовых равновесий компонентов системы. Благодаря этому в обособленном образце осадочной породы, как правило, сосуществуют седиментогенные компоненты с неодинаковыми степенями измененности (от почти не затронутых преобразованиями до сохранившихся в едва заметных реликтах) и постседиментационные минералы нескольких генераций, в том числе и такие, которые могли возникать при существенно разных pH , Eh и $P - T$ условиях. Ретроспективно оценивать эти менявшиеся условия можно лишь только путем СА.

Однако возможности СА вышесказанным не исчерпаны. В последние 25-летие внедряется новый подход к стадийным исследованиям (Япаскерт, 1995, 1999). Его новизна состоит в том, что СА стал осуществляться, во-первых, в неразрывном единстве с **генетическими** заключениями *литолого-фациальных анализов* и, во-вторых, СА стал выполняться **системно**, т.е. на разных уровнях организации вещества: минеральном, породно-слоевом, фациальном, формационном и надформационном. Прежде исследователи ограничивались в основном двумя первыми уровнями, автоматически перенося полученные ими результаты на характеристику литогенетических процессов всей осадочной *формации* (см. ниже) в целом. Тем самым нарушался один из принципов системности – не учитывалась ее эмерджентность, т.е. наличие у системы своего специфического свойства, которое не присуще никакому из ее элементов в отдельности. Между тем, исследователи, восстанавливая стадийность изменения свойств у отдельных литотипов или у включений в породах компонентов ОВ, автоматически принимали их за основу для оценок стадийности постседиментационного преобразования всей формации или даже формационного ряда. Это методологически не оправдано. Ныне при СА фиксируются особенности минералогенеза и структурного изменения не просто песчаников, глин, известняков, углей и др. литотипов как таковых, но анализируется своеобразность постседиментационного преобразования

конкретных *генетических типов* осадка и конкретных *фаций* внутри осадочного комплекса, а также признаки их взаимовлияний на стадиях литогенеза. Ряды вторичных структурно-минеральных парагенезов графически наносятся на фациальные профили и формационные схемы, как *литогенетические зоны*, что позволяет разобраться, во-первых, со степенью унаследованности (либо независимости) постседиментационных изменений от фациальной принадлежности исходного осадка; во-вторых, конкретизировать взаимовлияния и внутриформационные взаимодействия веществом между отдельными генотипами и, в-третьих, уяснить зависимость их изменений от многих внешних факторов влияния на осадочную формацию (литостатические и флюидные давления, стресс, Т-импульсы, гидротермы и проч.). С целью упорядочения такой работы автором выполнено системное ранжирование процессов и факторов (внутрисистемных и внешних) постседиментационного пороодообразования и изменения горных пород (Япаскурт, 2005).

Теперь СА – это коренной метод учения о постседиментационном пороодообразовании и неотъемлемый способ объяснения генезиса традиционных и нетрадиционных коллекторов углеводородно-го сырья и стратиформных руд металлов. Он становится необходимой базой для дальнейшего теоретического моделирования процессов и условий литогенеза и для переосмысления причин возникновения определенных коллекторских свойств у пород, возникших и развивающихся в обстановках различных геодинамических режимов на платформах и в тектонически подвижных поясах континентов.

1.4. Кратко о исследованиях надпородного уровня и иерархическом структурировании литологических методов

К числу надпородных уровней литологического исследования относятся: анализ цикличности процессов и анализ осадочных геологических формаций, который кратко характеризуется ниже.

Формационный анализ в литологии – несколько отличен от такового в геотектонике и металлогении. Здесь этот метод синтезирует результаты всех вышеописанных приемов на более крупном уровне природной системы – в ранге элементов стратисферы (одного или нескольких бассейнов пороодообразования) и седиментосферы (всего седиментационного бассейна либо его крупного фрагмента).

Формация в понимании литологов *представляет собой генетически обусловленное тело*, то есть сообщество не просто осадочных пород (обломочных, глинистых, карбонатных и проч.) и находимых с ними руд, но *парагенез определенных генетических типов и фаций, слагающих крупную палеотектоническую структуру (или ее часть) и отражающей крупный историко-геологический этап эволюции свойственных ей геодинамических режимов и ландшафтно-климатических обстановок осадочного породообразования*. В таком аспекте смысловое значение осадочной формации трактовали Г.Ф. Крашенинников (1985), П.П. Тимофеев (1970) и П.П. Фролов (1995) и один из авторов (Япаскурт, 1992; 2008). Их генетический подход к формационным построениям весьма результативен вследствие успехов массовых литолого-фациальных исследований, осуществленных на протяжении минувшего полувекового этапа (Обстановки..., 1990; Тимофеев, 2006).

При этом генетические формационные исследования не исключают, а взаимодополняют породно-парагенетический принцип выделения формаций, принятый исследователями металлогении. В данном случае целесообразно поступать так: «На начальном этапе исследования приходится определять и выделять формации на основании парагенезиса пород, как это предложил Н.С. Шатский. Затем, когда уже выявлены фациальные соотношения между членами данного парагенезиса и среди последних – генетические типы отложений, формация рассматривается как парагенезис генетических типов. В этом заключается главный генетический смысл данного понятия» (Крашенинников, 1985, с. 172).

Ко всему этому мы вернемся ниже, рассматривая принцип системного анализа литогенетических внутрискратисферных процессов (см. в главе 4).

Подводя итог вышесказанному, отметим, что иерархическое структурирование методов и разделов литологии сегодня определилось вполне отчетливо (см. рис. 1.2). Основу их, как прежде, составляет петрографическое исследование осадков и осадочных горных пород: определение вещественного состава и морфологических особенностей породообразующих и второстепенных минеральных и органических компонентов (полигенетичных – аллотигенных и аутигенных), а также описание структур, текстур, физико-механических свойств и внутрислоевых включений биогенных, кластогенных и минеральноагрегатных (конкреций).

Над этим уровнем базовых исследований, анализируя их конкретную информацию в комплексе со сведениями иных наук, функционируют три самостоятельные раздела литологии, каждый из которых опирается на собственные приемы методики: 1 – реконструкция условий и обстановок седиментации с помощью приемов ГА и ЛФА; 2 – познание стадийности осадочного процесса, с реконструированием обстановок и факторов постседиментационного породообразования – методом СА в комплексе с ГА; 3 – надпородные уровни анализа цикличности литогенеза и формационных обобщений применительно к крупным фрагментам стратисферы.

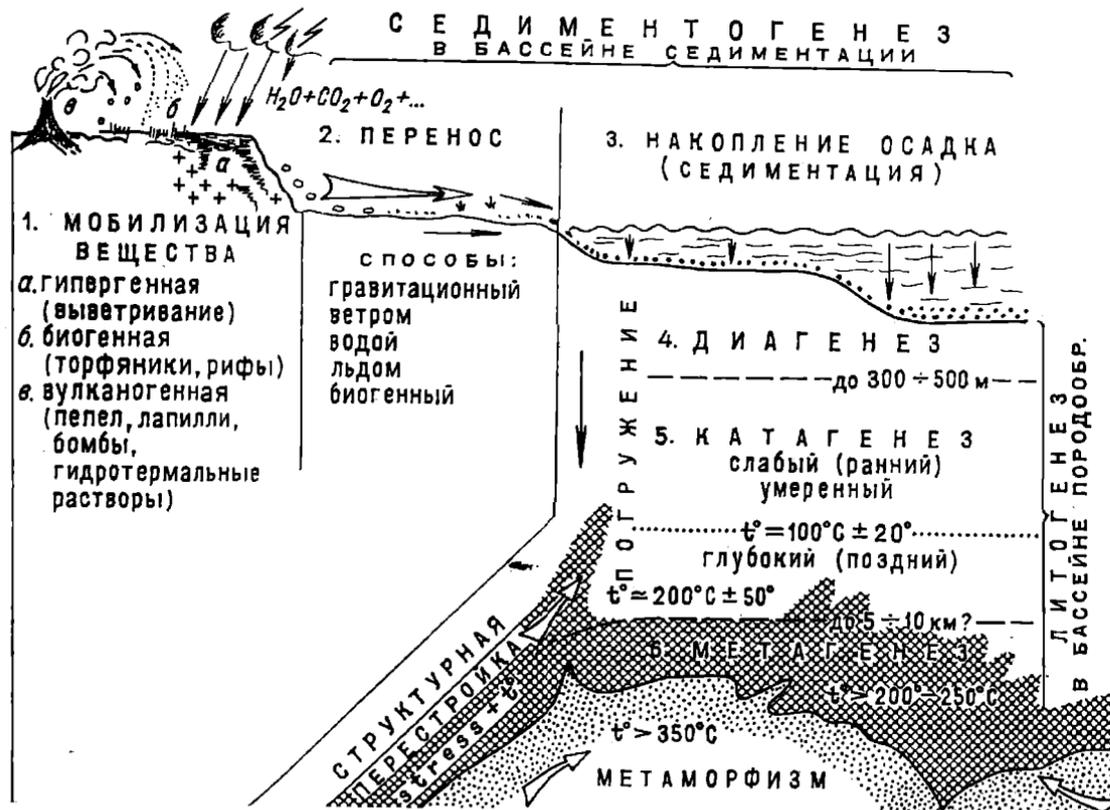
Итоги исследований вышеупомянутых разделов синтезирует общая теория литогенеза (см. рис. 1.2). Ее основы, заложенные Н.М. Страховым (1960, 1962) и развивавшиеся трудами Н.Б. Вассоевича, А.П. Лисицина, Н.В. Логвиненко, П.П. Тимофеева, Г.Ф. Крашенинникова, Л.Б. Рухина, В.Т. Фролова, В.Н. Холодова, А.Л. Яншина и др. видных литологов, постоянно присутствуют в центре внимания Межведомственного литологического комитета (МЛК) РАН и его преемника – Научного совета по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых Отделения наук о Земле РАН. На организованных им форумах российских литологов обсуждались аспекты исследований минувшего времени, которые предстоит нам развивать, объединяя их общей теоретической идеей. Она была зафиксирована в решениях Всероссийских литогенетических совещаний 2001 г. (Проблемы литологии..., 2001) и 2003–2008 гг. (Генетический..., 2003; Осадочные процессы..., 2006; Типы..., 2008). Ее формулировка, с небольшими коррективами, такова: дальнейшие усилия в области фундаментальных литологических исследований нацеливаются на общее **приоритетное научное направление**: *это теория эволюции типов осадочного процесса, закономерностей осадко- и породообразования (включая осадочное рудообразование) в различных геодинамических условиях континентальных и океанских блоков земной коры, применительно к бассейнам седиментации и породообразования разного возраста – от раннеархейских до современных включительно.*

Задача этой книги – подготовить новые поколения литологов к работам в данном направлении.

ОБЗОР ИНФОРМАЦИИ О СУЩНОСТИ ПРОЦЕССОВ УСЛОВИЙ И СТАДИЯХ ГЕНЕЗИСА И ЭПИГЕНЕЗИСА ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Вернемся к краткой характеристике упомянутых в начале книги стадий (или крупных этапов) осадочного процесса (см. рис. 1.1). Все они тесно взаимосвязаны в пространстве и геологическом времени, и за всю более чем четырехмиллиардную историю формирования и деструкций земной стратисферы сменяли друг друга многократными циклами многих порядков. И ныне они реализуются в самых разных местах всей земной поверхности и под нею.

При этом следует заметить, что их стадияльные границы в реальности не настолько отчетливы, как на изображенных в учебниках схемах (включая наши рис. 1.1 и 2.1) и в текстовых описаниях. «Пять перечисленных выше этапов формирования вещества осадочных пород представляют собой *единый ряд становления осадочной породы* [здесь и далее курсив наш – примеч. авт.] в том виде, в каком их все геологи хорошо знают. Эти этапы, хотя и *очень разные по протекающим в них процессам*, в то же время хорошо иллюстрируют *закон единства противоположностей*. ...Этап выветривания неотделим от этапа переноса. В свою очередь во время переноса идет также дифференциация вещества и часть его, осаждающаяся, выбывает из путей миграции, в то время как более подвижные компоненты ещё продолжают двигаться дальше. Поэтому этапы переноса и накопления – *едины в своей противоположности*. Продукты накопления сразу же начинают подвергаться диагенезу и изменяются, как это прекрасно показал Н.М. Страхов, и поэтому и этап диагенеза теснейшим образом связан с предыдущим этапом. Это же относится и к *соотношению между диагенезом и катагенезом*. Несмотря на их несомненные различия, *ясную границу между ними провести не удастся*. На основании изложенного, я думаю, что литогенезом следует продолжать называть процесс, слагающийся из всех пяти этапов формирования вещества осадочных пород» (Крашенинников, 1981, с. 7).



Автор полностью разделяет это мнение своего учителя о целостности осадочного процесса и взаимосвязанности всех его элементов, и он не склонен к автономному исследованию любого из них обособленно от прочих стадий. А потому прежде, чем ознакомить читателя со спецификой методики реконструирования скрытых от прямого наблюдения эпигенетических процессов, задержимся на рассмотрении сущности до- и послекатагенетических стадий порообразования, используя информацию как о новейших литологических исследованиях минувшего четвертьвекового интервала, так и о давних, отчасти забываемых итогах работ в этой области.

Мобилизация осадочных веществ (термин, введенный Н.М. Страховым), то есть стадия образования осадочного материала (Кузнецов, 2008) объединяет в себе три способа, или три большие группы процессов *sensu lato* – выветривание более древних пород (включая и осадочные), жизнедеятельность организмов (включая бактериальную) и вулканизм.

Гипергенная мобилизация, объединяющая в себе физические, химические, биохимические и целиком биогенные процессы *sensu stricto*, вездесуща, и осуществлялась с самых ранних этапов геологической истории Земли до наших дней включительно. Её процессы управляются факторами климата (Страхов, 1960) и тектонического влияния на рельефообразование земной поверхности.

Напомним здесь, что сам по себе термин «гипергенез», введенный в обиход А.Е. Ферсманом, трактовался им шире современного понимания этого слова – «как продукт сложной и длительной истории обмена веществ и перегруппировки элементов между гранитной и базальтовой геосферами, с одной стороны, и атмосферой и гидросферой – с другой» (Ферсман, 195, с. 317). На это обратил внимание в своем недавнем учебном пособии В.Г. Кузнецов, подчеркнувший, что в первоначальной трактовке А.Е. Ферсмана «... гипергенез охватывает не только процессы выветривания, но практически всю совокупность процессов осадочного порообразования» (Кузнецов, 2008, с. 14). Тем не менее, «гипергенез» *sensu stricto* нынешние геологи в большинстве понимают как совокупность физических, химических и биохимических процессов именно выветривания, которые стадийно обособлены от седиментогенеза.

Вот что об этом четко и лаконично писал Н.Б. Вассоевич: «Стадия гипергенеза в связи с её особым положением в общем цикле литогенеза может рассматриваться двояко. С одной стороны, гипергенез предшествует седиментогенезу и всем последующим стадиям нормального течения процесса формирования осадочных пород ..., но с другой стороны гипергенез во многих случаях сменяет прогрессивный ход событий (при центробежном по отношению к Земле движении пород) и дает начало регрессивному литогенезу, завершающемуся разрушением пород. На стадии гипергенеза происходит: 1) изменения ранее образовавшихся горных пород, 2) образование особых типов пород (остаточных), минуя стадию седиментогенеза, и 3) формирование исходного материала для осадков, превращающихся затем в осадочные горные породы» (Справочник..., 1983, с. 88–89).

Обращаем особое внимание на вторую из вышеприведенных характеристику гипергенного процесса, на его двойственную природу – не только разрушителя, но местами создателя некоторых пород – глинистых, железистых, глиноземных (латеритные бокситы), кремнистых и карбонатных. *Генезис таких горных пород реализуется вне стадии диагенеза*, без нее. Здесь мы видим наглядный пример и подтверждение теоретических заключений о том, что природные явления всегда и повсеместно *сложнее* наших умозрительных моделей и схем (что не исключает надобности схем для предварительного усвоения очень многоаспектного материала).

Вернемся к деструктивным процессам, которые механически и химически фракционируют вещество выветриваемых пород, в результате чего создаются компоненты твердой, жидкой и газообразной фаз. Твердофазовые образования – глыбы, щебенка, дресва и алевритовые накопления присущи генетическому типу *элювиальных покровов*, откуда под влиянием сил гравитации, ветровых и водных потоков они вовлекаются в процессы седиментогенеза (транспортировки и накопления в осадках). Жидкая фаза проникает в форме истинных и коллоидных растворов в поверхностные и подземные воды, также уносящие их в бассейн седиментации, а газы в большинстве своем рассеиваются в атмосфере.

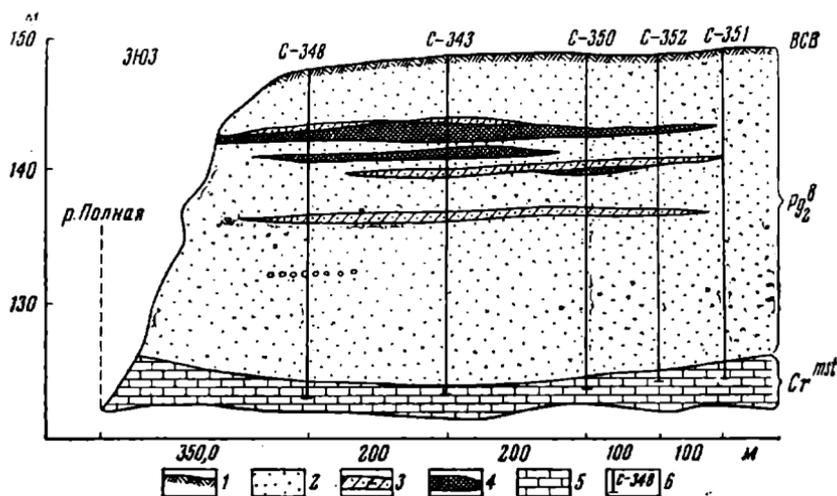
Итак, часть фракционированного выветриванием материала длительное время сохраняется на месте, а остальное вещество при этом уходит за пределы зоны гипергенеза. Унос его за пределы зоны ги-

перегенеза осуществляется синхронно с накоплением других порций вещества в элювии, и таким образом стадия гипергенеза не целиком предваряет стадии осадкообразования, как это показывается на схемах в учебниках литологии (см. рис. 1.1 и 2.1), но в действительности обе эти стадии как бы накладываются друг на друга в временном и пространственном аспектах, и установить четкие естественные границы между ними практически невозможно.

Теперь обратимся к гипергенным образованиям, которые стали горными породами, минуя седиментогенную и диагенетическую стадии. Это существенно глинизированное вещество кор выветривания, латеритные бокситы и железистые панцири, силккрыты, калькрыты и др. продукты, описанные в работах (Гинзбург, 1963; Келлер, 1963 (W.D. Keller); Михайлов и др., 1998; Петров, 1977; Полюнов, 1956; Савко и др., 2007; Фролов, 1992; 1994; Чухров, 1955 и др.). Все они испытывают в геологическом времени двоякие варианты своего бытия. Либо разрушаются эрозионными процессами и питают продуктами своего механического разрушения ближний или дальний бассейн седиментации; либо погружаются тектоническими движениями, под покровы более молодых отложений. Во втором случае эти образования, *минуя стадию диагенеза, претерпевают изменения под воздействием процессов катагенетической стадии*; а впоследствии они могут быть подвержены метаморфическому перерождению – см. в (Савко и др., 2007).

Традиционно принято считать, что гипергенные процессы мобилизации осадочных веществ целиком находятся во власти экзогенных стихий. Подтверждая это, современные исследователи, тем не менее, констатируют нижеследующие корректировки к вышесказанному: «... Мы должны согласиться с тем, что в формировании зоны гипергенеза принимают участие не только экзо-, но и эндогенные процессы. Взаимодействие тех и других в приповерхностной части Земли осуществляется путем привноса в зону гипергенеза различных соединений (в том числе и рудных) глубинными (артезианскими, элизионными, катагенными, ювенильно-гидротермальными и др.) водами и газами с последующим осаждением их на сугубо гипергенных барьерах (окислительно-восстановительном, щелочно-кислотном, спада давления, температурном, коллоидно-сорбционном, испарительном, электролитическом, биологическом)» (Михайлов и др., 1998, с. 6).

Цитируемые исследователи сформулировали также очень важное для понимания нашего предмета, нижеследующее заключение. «Зона гипергенеза – приповерхностная биокосная часть консолидированной литосферы, где выведенные на земную поверхность либо дно морского бассейна горные породы стремятся прийти в равновесие с окружающей средой, подвергаясь при этом воздействию как экзогенных, так и эндогенных факторов» (Михайлов и др., 1998, с. 6–7). Это констатация одного из аспектов взаимовлияния геосфер на осадочный процесс, к чему мы обратимся ниже, в конце книги.



1 – почвенный слой; 2 – песок кварцевый цеолитизированный; 3 – песчаник кремненый с опаловым цементом; 4 – песчаник сильно кремненый с опал-халцедоновым цементом; 5 – известняки (мергели); 6 – скважины.

Рис. 2.2. Профиль склона р. Полной (бассейн р. Глубокой), по (Шамрай, 1965)

Чтобы не оставить вышесказанное голословным, обратимся к одной из работ о влиянии подземных вод на литификацию и конкрециеобразование в гипергенных условиях (Шамрай, 1965). Её автор – известный в прошлом литолог, профессор Ростовского государственного университета И.А. Шамрай рассказал о вторичном (гипергенном) генезисе желвачно-конкреционных тел кремнистых песчаников (рис. 2.2) и линз новообразованных опок, залегающих

внутри толщи песчаных и алевритовых пород позднепалеогенового возраста и вскрытых современной эрозией в обрывистых стенках берегов р.р. Донца, Дона и их притоков. Там бурением было установлено, что по направлению от обрывов к водоразделам максимальная протяженность этих насыщенных кремнеземом образований колеблется от нескольких десятков до нескольких сот метров, а затем они постепенно переходят в рыхлые либо очень слабо цементированные песчаные и алевритовые породы. Длительное время оставался неясным вопрос о генезисе их опалового или опалхалцедонового цементов, и геологи склонялись к мнению о том, что эти цементы сформировались вместе с толщей вмещающих пород на стадии диагенетического изменения морских осадков. Однако, опираясь на данные бурения и исследования гидрогеологов, И.А. Шамрай аргументировано обосновал иную и более вероятную версию причины окремнения. Он писал, что «локализация сильно окремненных пород в узких зонах, примыкающих к современным речным врезам, указывает на то, что в более позднее время в сторону этих врез происходил усиленный привнос кремнистых масс, обусловивших окремнение пород. Единственной причиной этого привноса могли являться подземные сильно минерализованные щелочные воды, стекавшие в долину и способные переводить в подвижное состояние огромные массы кремнезема» (Шамрай, 1965, с. 23–24). И далее: «Процессы гипергенного разрушения некоторых неустойчивых минералов в приподнятых, подвергавшихся сильной эрозии областях, являются основным источником кремнезема минерализованных вод. Самыми распространенными неустойчивыми минералами в палеогеновых и меловых очагах, разрушение которых является важным источником кремнезема, следует считать цеолиты» (там же, с. 24). «Наконец, некоторое значение в качестве источника кремнезема имеют массы глауконита и других силикатных минералов, разрушавшихся при постепенном поступлении в зону гипергенеза. В окремненных породах глауконит всегда почти полностью исчезает. Так же могли влиять выветривающиеся массы сульфидных минералов и углистого шлака... Следует отметить, что в зонах речных и балочных эрозионных процессов происходит заметное осветление (отбеливание) пород» (там же, с. 25). В конечном итоге последовал такой вывод. «Значение речного водоподпора в образовании окремненных пород подтверждается однозначным гипсометрическим по-

ложением залежей и не всегда полным их совпадением с седиментационным наслоением. Приуроченность залежей к современным склонам речных систем (бассейны рек Дона, Донца, Волги) позволяет считать, что окремнение пород происходило в четвертичное время или, может быть местами в конце третичного, при закладке речных систем. Последующее углубление русел рек и понижение их уровней отразилось в формировании нескольких горизонтов окремненных пород» (там же стр. 26).

Линзы и караваеподобные тела этих относительно твердых горных пород представляют собой гипергенные конкреции. Это явно мобилизованный для участия в эрозионно-транспортных процессах будущий терригенный материал. В данном случае его происхождение обусловлено химическими процессами в системе: «зеркало грунтовых вод – вещество водоносного горизонта». Геохимические процессы, свойственные такой системе досконально вскрыты А.И. Перельманом (1968, 1979).

Бывают похожие на эти, но принципиально отличные процессы мобилизации, когда глубинные гидротермы имеют эндогенную природу. О них см. в работах: В.Н. Разумовой (1980), Б.М. Михайлова и др. (1998).

Биогенная мобилизация в самом концентрированном виде представлена такими примерами: на суше – формирование торфяников, в море – образование карбонатных рифовых построек, биогермов и биостром. Кроме того, в описанном выше гипергенном процессе мобилизации кремнезема жизнедеятельность растений, а также зарывающихся в грунт животных, насекомых и бактериальный метаболизм – сильно активизируют хемогенные деструктивные и конструктивные процессы минералогенеза. Подробно об этом см. в разделах: «Зона гипергенеза и жизнь» методического руководства (Михайлов и др., 1998, с. 14–16) и в главе 6 «Роль органического вещества в формировании кор выветривания» монографии (Савко и др., 2007, с. 143–154). Приемы и итоги новейшего комплексного исследования влияний водораздельной растительности и бактериальных процессов на мобилизацию органических и неорганических веществ для поставки в морской бассейн читатель может изучить по материалам недавней монографии под редакцией акад. А.П. Лисицына «Система Белого моря» (2010).

Редактор этой книги констатирует: «В целом именно «живое вещество» всех видов – от древесной растительности до микроорганизмов – во многом определяет процессы подготовки осадочного вещества, его состав, свойства и транспортировку в пределах водосбора, так же как живое вещество моря определяет процессы дальнейшего перемещения и преобразования этого вещества в толще вод и донных осадков» (Система..., 2010, с. 353). И далее: « В наземных растительных экосистемах происходит захват воды и растворимых форм элементов из почвы, усвоение их растениями, а затем частичный возврат в почву растительным опадом (листья, хвоя, ветки). В опаде главная по значению часть – это гумус – главное местонахождение металлов (Баргальи, 2005)» (там же, с. 425).

То есть растительность не только продуцирует органическое вещество в ходе фотосинтеза, но извлекает из почвы и атмосферы большой комплекс необходимых для её развития биогенных и биофильных элементов, которые на водосборе мобилизуются для участия в последующих стадиях осадочного процесса. В этом деле особую роль играет *гумус* – сложный агрегат темноокрашенных аморфных продуктов биохимического разложения отмершей флоры. Он состоит из ряда фракций нерастворимых гуминовых веществ, а также растворимых гуминовых, фульвокислот и др. природных кислот жирного ряда (щавелевой, уксусной, муравьиной). Эти кислоты разрушают алюмосиликаты выветриваемых пород и почв до свободных окислов, переводя многие химические элементы из алюмосиликатных кристаллических решеток в геохимически подвижные соединения – так называемые *гуматы* (*Ca, Fe, Al, Mn* и др., включая *Au*). Последние в коллоидной фазе транспортабельны наземными и подземными водами.

Возвращаясь к упомянутым в начале раздела примерам сконцентрированной биогенной мобилизации веществ, отметим, что там полностью стирается грань между стадией образования и накопления осадочного вещества (торфяники) и кое-где даже между мобилизацией и породообразованием (карбонатные тела рифов).

Вулканогенная мобилизация осадочных веществ – это (по В.Т. Фролову): 1 – фрагментирование жидкой лавы с образованием гиалокластов (эффузивный процесс); 2 – образование пирокластов всех типов лавы (эксплозивный процесс) и 3 – выщелачивание гидротермами химических элементов и их соединений из вмещающих

горных пород и оставление в местах разгрузки гидротерм части кремнезема, его соединений с глиноземом (каолинизация субстрата), сульфидных и серных руд. Как видим, третий комплекс из перечисленных процессов непосредственно ведет к пороодообразованию, а первые два – готовят материал для его эоловой и водной транспортировки и накопления туфов либо смешанных туфогенно-осадочных отложений.

Седиментогенез (от: «седимент» - осадок, «генезис» - происхождение, *греч.*) представляется надстадией, которая объединяет две тесно взаимосвязанные, почти нераздельные стадии: *переноса* (транспортировки) твердых и растворенных веществ и их *накопления* в конечных бассейнах стока (см. рис. 1.1). Попутно заметим, что в некоторых работах понятие «накопление» подменяется «отложением», что в принципе неправильно. Потому что отложение вещества бывает эпизодичным, повторяемым на путях переноса многократно и до тех пор, пока осадок не закрепится на определенном месте и не будет там перекрыт более молодыми порциями вещества.

Главное общее свойство данной надстадии – пульсационность, прерывистость её процессов, цикличность их чередования в геологическом времени (Фролов, 1992; Тихомиров, 1972). Движителями их служат природные силы: гравитации, движения ветровых, водных и ледовых потоков. Подробно об этом см. в книгах и статьях (1997; Лисицын, 1974, 1977 а, б, 2011; Обстановки..., 1990; Седиментология, 1976; Страхов, 1963; 1993; 2007).

Осадки – это продукты геологических процессов в седиментосфере (см. выше) – скопления твердых минеральных и (или) органических компонентов на земной поверхности, возникшие в приповерхностных $P - T$ условиях из любой окружающей среды (воздуха, воды, льда). По происхождению они бывают субаэральными (возникшими на границе литосферы с атмосферой), субгляциальными (ледовыми) и субаквальными (подводными, или донными). Структуры их разнообразны: начиная от скоплений глыб свыше 10 м в поперечнике из разрушаемых выветриванием пород и различных грубо-, крупно-, средне- и мелкокомпонентных смесей, и вплоть до субколлоидных и коллоидных фаз.

Последние категории распространены среди субаквальных осадков (дна озер, морей и океанов), где именуются *илами*. **Ил** – это разновидность тонкозернистого (состоящего из глинистых, карбо-

натных, кремневых, сульфатных и др. частиц размерами менее 0,01 мм) водоносного неконсолидированного донного осадка, который в естественных условиях обладает текучестью, а при высыхании приобретает свойства твердого тела. Более крупнокомпонентные, в сравнении с илом, осадки обладают высокой пористостью (свыше 85%) и типичными физическими свойствами гранулированных сред.

Накопление осадков обусловлено нижеследующими комплексами процессов: биологическими, биохимическими, химическими и, в особенности часто, механогенными либо их сочетаниями. При этом осуществляется практически повсеместная *дифференциация* (разделение) транспортируемых и накапливаемых в осадке твердых тел и растворимых его компонентов, их *интеграция* (смещение) и, в конечном счете, существенное *перераспределение* мобилизованных веществ.

Прежде, чем охарактеризовать данное природное явление, напомним читателю о том, что во всех учебниках и в большинстве теоретических трудов по литологии *проблема осадочной дифференциации* занимает ключевую позицию: «Главной теоретической концепцией учения об осадочных породах и рудах является представление об осадочной дифференциации вещества» (Холодов, 2001, с. 56).

Процитированный выше исследователь глубоко проанализировал историю становления и разработки этой фундаментальной проблемы, внося свои дополнения (Холодов, 2006). Он подчеркнул, что основа представлений о химической дифференциации вследствие разных миграционных способностей веществ была создана в 20–40-х годах прошлого столетия трудами геохимиков В.М. Гольдшмидта и А.Е. Ферсмана. Идея о том, что разные классы осадочных пород суть продукты разделения и перегруппировки веществ из более древних магматически-метаморфических образований, присутствовала в учебнике петрографии А.Н. Заварицкого. Но первую цельную и логически стройную концепцию всеобщей механической и химической дифференциации в осадочном процессе создал и опубликовал в учебнике 1940 г. Л.В. Пустовалов.

В самом обобщенном виде схема дифференциации (теперь её называли бы «моделью») представлялась так. Все начинается с механогенных процессов во время транспортировки твердых и растворен-

ных компонентов будущего осадка в направлении от водосбора к конечному бассейну стока. Происходит как бы противоборство между силами гравитации и силами аэро- и гидродинамических факторов миграции веществ; последние в конце-концов уступают первым, вследствие чего осуществляется фракционирование обломочных компонентов по их весу и крупности, а равноразмерные частицы фракционируются в порядке убывания их объемных весов, то есть, в конечном счете, разделяются в зависимости от своего минерального состава. Ещё до полного завершения механогенных процессов и после такового начинается и активизируется химическая дифференциация, при которой вещества осаждаются в порядке изменения их химических свойств – начиная от самых малорастворимых (оксиды алюминия и трехвалентного железа) и переходя ко все более растворимым соединениям. В схеме Л.В. Пустовалова была дана такая их последовательность: вслед за оксидами железа значился кремнезем, затем силикаты и карбонатные соли с двухвалентным железом, затем карбонаты кальция, магния, сульфаты кальция и завершали ряд хлориды натрия, калия, магния, с самыми крайними сульфатами магния. Конечные члены этого ряда – самые химически подвижные соединения насытили воду Мирового океана в результате длительной глобальной дифференциации, а в экстремальных геологических условиях эти же химические элементы концентрировались в залежах ископаемых солей. Л.В. Пустовалов сформулировал закон периодичности осадочных процессов, согласно которому эволюция тектонического режима и обусловленного им формирования лика нашей планеты сказалась на периодических «укорачиваниях» и «удлинениях» вышеописанного дифференциального ряда.

Дальнейшие работы литологов – прежде всего Н.М. Страхова (1960, 1963) и Н.В. Логвиненко (1968, 1984), а затем А.П. Лисицына (1974, 1988, 2011), В.Г. Кузнецова (2011), В.Т. Фролова (1992; 1995), В.Н. Холодова (2006) и др. представили гигантский объем эмпирических наблюдений, показывающих, что природные процессы реализуются гораздо сложнее и многофакторнее, чем те, которые заложены в основу вышеописанной схемы.

Во-первых, оказалось, что модель Л.В. Пустовалова недооценивала роли биогенного фактора дифференциации. Её автор считал, что этот фактор сам пребывает в зависимости от химизма среды

седиментации. Однако теперь хорошо известно, что продукты животного и бактериального метаболизма в почвах и илах нередко меняют значения pH и Eh на противоположные, а эти параметры, в свою очередь, влияют на степень растворимости многих химических соединений в гораздо большей мере, чем уровень концентрации этих соединений в растворе. Это только один из вариантов способа влияния биоса на химическую дифференциацию. Их известно множество. В частности, теперь стало известно, что биос способен в определенной мере влиять даже и на механогенные процессы седиментогенеза. Это установленный А.П. Лисицыным (1974) эффект «биофильтрации» в Мировом океане: планктон, пропуская через себя тонкопелитовое вещество и концентрируя его в более крупных пеллетах, обеспечивает накопление глинистых, кремнистых и др. частиц мельче 1 μm на таких глубинах, куда в силу турбулентности водной среды сами эти частицы попасть не смогли бы.

Другие существенные коррективы к идеализированной схеме дифференциации таковы: в действительности *дифференционные процессы многоактны и дискретны*. Н.М. Страхов, глубоко вникнув в геохимию осадочного процесса, установил наличие и распространенность в природе *фазовой дифференциации* химических элементов. К этому аспекту особое внимание привлёк В.Н. Холодов (2001, 2006), который охарактеризовал сущность данного процесса так: «что на всем пути движения осадочного материала от областей водосборов, где развиты разрушающиеся коры выветривания, почвы, скальные выходы древних магматогенно-метаморфических пород, вплоть до дна конечных водоемов стока, каждый химический элемент испытывает целый ряд фазовых превращений. Под действием атмосферных, почвенных, грунтовых, термальных, речных и морских вод, воздействия живых организмов и мертвого органического вещества с участием газов атмосферы и вулканических эманий *элементы многократно переходят из раствора во взвесь и из взвеси в раствор* [курсив наш – примеч. авт.]. Только их фиксация в осадках, покрывающих дно водоемов, прерывает эту цепь геохимических превращений и временно приостанавливает геохимическую миграцию вещества. Большую роль в процессах фазовой дифференциации играет биосфера и её производные» (Холодов, 2001, с. 63).

Биос, как известно, живет и плодится под сильным влиянием климатического фактора. Учтя это, Н.М. Страхов создал учение о

климатической зональности литогенеза (мобилизации веществ, седиментогенеза и диагенеза), получившее общемировое признание геологов. Автор этого учения типизировал комплексы природных условий, которые отличны один от другого источниками осадочного материала, формами его мобилизации, переноса и отложения, набором возникающих при этом осадков, их структурами, текстурами, вещественными составами, распределением в них рассеянных и высоких концентраций химических элементов (руд), характером сложения осадочных толщ и скоростями седиментации, а также своеобразиями процессов диагенеза осадков, превращаемых в осадочные горные породы (см. ниже). Таким путем Н.М. Страхов выделил четыре *типа литогенеза*. Первые три именовались согласно главному фактору влияния на седиментогенез и диагенез – климатическому: 1 – гумидным, 2 – аридным и 3 – ледовым (нивальным); а 4-й аклиматический тип – был назван вулканогенно-осадочным. Каждый из них имел реальные природные прототипы (современные и древние) и характеризовался конкретными диагностическими признаками.

Гумидный тип – с положительным балансом воды в атмосферных осадках, транзитностью её наземного и подземного стока и массовым развитием биоса – бактериального, животного и растительного, обеспечившего большое содержание в осадке органических веществ и продуктов их субаэрального разложения (гуминовые кислоты, фульвакислоты, газы и др.), отличен от прочих категорий более активными биохимическими процессами гипергенной мобилизации осадочных веществ при низких значениях *pH* и более совершенной их осадочной дифференциацией на последующих стадиях переноса и накопления веществ. Итог: господство кварц-силикатных сероцветных обломочных отложений континентального и морского генезиса, а при наличии равнинных ландшафтов – наличие мономинеральных кварцевых песков и алевритов; развитие кор выветривания (существенно каолиновых, а в тропиках латеритных); развитие биогенных образований на суше (торф), в озерах (сапропели, диатомиты, строматолиты) и морях (биогенные известняки, кремневые и фосфатные осадки). Характерна рудная триада: *Al – Fe – Mn*.

Аридный тип литогенеза почти во всем противоположен гумидному: отрицательный баланс воды, бессточность водоемов, у-

нетенность жизненных функций биоса и высокие pH в зоне гипергенеза. Итог: несовершенство дифференциации осадочных веществ, незрелость (полимиктовость) обломочного материала и двойственный характер его сортировки: несовершенной в отложениях делювия, пролювия и др. временных водотоков и очень совершенной в эоловых осадках; их красноцветность и пестроцветность. Здесь же учащаются случаи формирования хемогенных озерных, лагунных и мелководно-морских отложений – оолитовых известняков и доломитов в сочетании с полимиктовыми глинистыми илами (смектиты, *Fe*-иллиты, *Mg*-хлориты и минералы сепиолит-пальгорскитовой группы) и эвапариты; а также рудная триада *Cu – Pb – Zn*.

Ледовый (нивальный) тип характеризуется редуцированностью биохемогенных процессов и несовершенством механогенной дифференциации обломочных компонентов в моренах и коллювии.

Вулканогенно-осадочный литогенез характеризуется сочетанием: вулканогенно-осадочных и хемогенных гидротермальных отложений (опаловых, каолинитовых, монтмориллонитовых, лимонитовых), сульфидных руд, серы и др.

Учтя все эти признаки типов литогенеза и их подтипов, Н.М. Страхов в 1948 г. составил общепланетарные карты климатических зональностей для главных стратиграфических подразделений фанерозоя в пределах континентальной суши, внутриматериковых и окраинных морей.

На океан климатическая зональность седиментации Н.М. Страховым не распространялась. Её там выделил и аргументировал впоследствии А.П. Лисицын (1977, а, б, 2011). Им также впервые была показана ведущая роль **биофильтраторов** в накоплении веществ пелитовой размерности на дне океанов и морей. Оказалось, что простым механогенным способом, под действием гравитации, частицы минералов мельче 1 $\mu\text{м}$ иногда не смогли бы достичь дна глубже 1 км. Времени на их спокойное погружение потребовалось бы до года при условиях постоянного и полного штиля; однако различные движения вод удерживают на плаву взвесь. Но она попадает на дно благодаря жизнедеятельности мельчайших обитателей морских вод – организмов-фильтраторов зоопланктона и бентоса. Пропуская минеральные частицы через свою пищеварительную систему, они их связывают в пеллетные комки алевритовой размерности. Комки опускаются вниз в сотни и тысячи раз быстрее тонкой взвеси.

Эти малозаметные процессы имеют грандиозные масштабы. А.П. Лисицыным было показано, что все воды океана пропускаются биофильтраторами и очищаются ими от взвеси менее чем за год. Там скорость осадконакопления непостоянна: она минимальна в пелагиали океанов – от 0,1 до 2-4 мм за тыс. лет и максимальна в терригенных конусах, присущих речным дельтам и подножиям склонов дна котловинных морей и океанов – от 100 до 1000 мм за тыс. лет и более. Это области господства механогенных процессов так называемой *лавинной седиментации* (по А.П. Лисицыну, 1988), которые локализованы на трех батиметрических уровнях: 1 – граница река-море, устья рек; 2 – континентальный склон и его подножие на глубине от 1 до 3–4 км; 3 – дно глубоководных океанских впадин до 11 км.

В этих областях лавинная седиментация осуществляется *гравитационными осадочными потоками (гравититами)* – перемещением осадочного материала вниз по склону под действием силы тяжести, в виде связного течения смеси твердой фазы (осадочных частиц) с жидкой или газообразной фазами. Эти потоки представляют собой промежуточное звено в ряду процессов механической седиментации от осаждения (свободного падения) разрозненных частиц из водной или воздушной среды, с одной стороны, до смещения крупных блоков пород (оползней), с другой. В гравититах осадочный материал обуславливает движение межгранулярного флюида, тогда как в реках сама жидкая фаза течет под действием силы тяжести, независимо от переносимого осадочного материала. Спусковым механизмом для движения гравититов могут служить землетрясения и порождаемые ими волны цунами, вулканические извержения, оползни и обвалы, либо просто потеря устойчивости масс осадков, накопившихся на верхней бровке склона.

Деятельность гравитационных потоков приводит к пульсационному осадконакоплению, при котором акты геологически мгновенного (катастрофического) формирования единичного осадочного тела (слоя, пачки, клина, шлейфа) чередуются с периодами медленной и постепенной аккумуляции, в соответствии с фоновой фациальной обстановкой (Мурдмаа, 1987).

Типичные образования морских гравититов – формации флиша. А в субаэральной среде континентов к гравититам относятся катастрофические грязевые и грязекаменные сели, возникающие в горах

при быстром таянии снега или ливневых дождях. Селевые потоки переносят миллионы кубометров грязекаменной массы со скоростью 8–12 м/с на расстояние до десятков километров. Подобные селям плотные пирокластические потоки образуются при вулканических извержениях в результате быстрого таяния снега на вершинах вулканов. Субэральные потоки низкой плотности возникают в результате насыщения речных вод и временных водотоков рыхлым осадочным материалом. Они вносят существенный вклад в формирование делювия горных областей.

В вышеупомянутых генетических типах отложений селевых потоков процессы осадочной дифференциации сведены к крайнему минимуму. То же относится и к краевым моренам ледников, которые подобно гигантскому бульдозеру сгребают и смешивают седиментогенный материал вне зависимости от размерности, веса и минерального состава его твердофазных компонентов.

Смешение веществ на стадии седиментогенеза осуществляется одновременно с их дифференциацией. На диалектическое единство этих двоих процессов с противоположной направленностью указывал в 60-х годах XX в. Д.Г. Сапожников, а ныне – В.Т. Фролов, который считает смешение (интеграцию) глобально доминирующим над дифференциацией процессом – всеобъемлющим, но менее наглядным по своему конечному результату.

Такая точка зрения не бесспорна. Смешение, действительно, имеет место не только в вышеперечисленных генетических типах. Оно также присутствует всюду, где имеется не один, а два или несколько источников мобилизации осадочных веществ. Назовем один из примеров: механогенная дифференциация глинисто-алеврито-песчаного материала при формировании речного аллювия и синхронный этому процессу эоловый привнос туда же пыли, песка или вулканокластики. Другое: накопление торфа и привнос в торфяник кластогенных алюмосиликатных частиц ветровыми или водными потоками и т.д.

Все это ухудшает гранулометрическую и минерально-компонентную сортировку осадка, но редко создает обстановку хаоса, потому что факторы дифференциации постоянно и упорно продолжают свою работу над порциями примешивающегося извне вещества. Пример – структуры и текстуры циклов Боума в высокоплотных турбидитах (Селли, 1991). Идеальной дифференциации ве-

шесть здесь нет, но признаки «старательной» работы её процессов очевидны, как и в большинстве иных генетических типов морских и континентальных осадков.

Несомненно, был прав Н.М. Страхов, утверждавший, что *осадочная дифференциация повсеместна, но почти нигде не достигает своего логического конца*. При этом можно привести множество примеров почти законченных итогов дифференциации. Самый очевидный пример – кварцевые пески мезозоя и кайнозоя в чехле Восточно-Европейской платформы. В действительности их породообразующий обломочный кварц смешан из разных источников (интрузий, жил, метаспоров и осадочных пород). Но вопреки своей генетической разнородности это все же конечный продукт именно дифференциации, потому что полигенетичный кварц для гравитационного фактора разделения веществ един в главном своем физическом свойстве – объемном весе порядка 2,653–2,654. Он у зерен различного генезиса колеблется настолько незначительно (треть-четвертый знаки после запятой), что это не играет никакой роли для их разделения по сравнению с существенно отличными объемными весами других минералов.

Подобных этому примеров дифференциации можно перечислить множество, и для разных уровней организации природных систем: минерально-компонентного, породно-слоевого, формационного и надформационного. Причем дифференциация не ограничивается седиментогенезом, но прогрессирует при диагенезе и после него (см. ниже).

Читателя, интересующегося данной проблемой, адресуем к работам В.Г. Кузнецова, который пришел к нижеследующему, полностью разделяемому нами, выводу: « ...*Осадочный процесс – это глобальный, многостадийный и многоуровневый по масштабам и результатам процесс количественного и качественного разделения вещества, его дифференциации в пространстве и времени*» (Кузнецов, 2008, с. 93). Автор считает уместным уточнить эту формулировку – после слов «разделения вещества» дополнить её словами: «и его *перераспределения*», информацию о чем см. ниже и в главах 3, 4.

Диагенез diagenesis (этимологически – «перерождение») понимается как постседиментационная стадия структурно-вещественных изменений осадка, но пространственные объемы, условия её завершения и признаки границ – трактуется литологами разных школ

очень неодинаково. Авторы этого термина немецкие ученые К. Гюмбель (*K. Gumbel*), 1988 г. и Й. Вальтер (*J. Walter*), 1983 г. – распространяли эту стадию на весь период пребывания осадка и возникшей из него породы в земных недрах, вплоть до начала этапа их превращения в кристаллический сланец либо в роговик (то есть до начала стадий регионального либо контактового метаморфизма этой породы). Так же трактуется *diagenesis* в нынешней англоязычной литературе; иногда разделяется на подстадии, например: *синдиагенеза*, *анадиагенеза* и *эпидиагенеза*, по Р. Фейербриджу (Минералогическая энциклопедия, 1985, с. 84; *Fairbridge*, 1967).

Большинство отечественных литологов понимают границы диагенеза не так широко, трактуя его только как *стадию перерождения осадка в горную породу*, иными словами *генезиса осадочной породы* (поблизительно в рамках синдиагенеза, по Р. Фейербриджу).

Начало такой трактовке диагенеза было заложено работами А.Е. Ферсмана (1934), М.С. Швецова (1934), Л.В. Пустовалова (1940), Л.Б. Рухина (1953), Н.М. Страхова (1960).

О диагенезе и его процессах А.Е. Ферсман писал так: «Под этим термином мы обобщаем совокупность всех тех процессов, которые происходят на дне водоемов в первичном илистом или ещё не связанном осадке и которые, до момента осаждения нового слоя, под непосредственной поверхностью воды превращают осадок в горную породу. Я определяю конечный момент этой стадии в жизни осадочной породы налеганием на неё нового слоя осадка, петрографически отличного от предыдущего, и отделением, таким образом, старого осадка от непосредственного соприкосновения с водою. С этого момента начинается область новых химических реакций породы, которую я называю катагенезом (см. ниже)» (Ферсман, 1934, с. 128). Суть различия процессов двух вышеназванных стадий такова: «Если явление диагенеза, как показывает само слово, заключалось в перегруппировке элементов внутри того же слоя, то катагенез связан как раз с обменом растворов между петрографически и геохимически разнородными слоями и горизонтами» (там же).

Здесь, как мы видим, стадийная граница определяется различиями в механизме процессов перераспределения химических элементов, но ничего конкретного не сказано о различиях в консистенции и о структурно-текстурных особенностях самого вещества осадка и возникшей из осадка породы, которая стала предметом исследования литологов.

Классические модели химических, физических, биологических и минералогических процессов диагенетической стадии разработал в середине прошлого века Н.М. Страхов, описав их в многотомных трудах и многих статьях (Страхов, 1960, 1962 и др.). Главную суть своего представления о диагенезе он лаконично и емко сформулировал в сборнике (Геологический словарь, 1973, том первый, с. 221-222). Там Н.М. Страхов отметил, что диагенез мыслится как этап физикохимического уравнивания осадка, представляющего собой первоначально неравновесную систему различных минеральных компонентов, сильно обводненную и богатую ОВ – как живым (бактерии), так и мертвым. «Самым ранним из процессов уравнивания является поглощение организмами свободного кислорода иловой воды, после чего начинается редукция окислов Fe^{3+} , Mn^{4+} , V^{5+} и др., а также SO_4^{2-} . Среда из окислительной превращается в восстановительную, ее Eh понижается, а pH после некоторого понижения в начале процесса обычно повышается» (Геологический словарь, 1973, Т.1, с. 221). Следствие – коррозия минеральных частиц, вплоть до полного растворения твердой фазы SiO_2 , $CaCO_3$, $MgCO_3$, $SrCO_3$ и др. и превращение иловой воды в насыщенный раствор. Между его катионами и другими катионами, которые присутствуют в поглощенном состоянии на мицеллах глинистых минералов, начинается обмен, и многие малые элементы обогащают раствор. Вместе с тем разлагается и дегазируется ОВ, поставляя CO_2 , NH_3 , H_2 , N_2 , CH_4 , а также водорастворимые соединения. В конечном итоге химический состав илового раствора становится сильно отличным от состава придонной воды бассейна: резко повышается щелочной резерв, раствор обогащается Fe^{2+} , Mn^{2+} , SO_2 , фосфором, малыми элементами. Между иловым раствором и водой бассейна происходит диффузионный обмен веществ. Этот процесс охватывает верхний интервал осадка толщиной до 2–4 м. Одновременно в илах осуществляется другой важный процесс – выпадение из насыщенного илового раствора в осадок некоторых веществ. Из них формируются аутигенные минералы – такие, как глауконит, лептохлориты, коллофан, сидерит, родохрозит, сульфиды Fe , Pb , Zn , Cd , вивианит, цеолиты и др. (позднее, в 1974 г. Н.В. Логвиненко насчитал до трех сотен минеральных видов, встречаемых среди разнообразных диагенетических новообразований).

Систематизируя обильный фактический материал, Н.М. Страхов отметил многоэтапность диагенетической стадии, которую он расчленил на раннюю и позднюю подстадии. В ходе процесса минералообразования раннего диагенеза различимы два этапа: 1 – окислительный, когда возникают глауконит, фосфаты, цеолиты, иногда глобулярный опал, оолиты и 2 – восстановительный этап генерации карбонатов, фосфатов, силикатов и сульфидов *Fe*, *Pb*, *Zn*, *Cu* и др. тяжелых металлов. Далее, при позднем диагенезе происходит перераспределение равномерно рассеянных в осадке веществ, уход их из одних участков и концентрирование в иных местах в форме скопленных аутигенных минеральных компонентов (пятна неопределенных очертаний и отчетливо выраженные конкреционные стяжения; линзовидные и пластообразные сгущения). Тут же уменьшается количество межкомпонентной иловой воды, которая отжимается наверх – в сторону более проницаемых образований. «Осадок в некоторой степени литифицируется, но слабо и лишь локально, пятнами. Сплошная литификация достигается на более поздних стадиях катагенеза и метагенеза» (Геологический словарь, 1973, т. 1, с. 222).

Относительно конкретных физико-химических и структурно-вещественных параметров, по которым фиксируется момент завершения диагенетической стадии, до сих пор не выработано общепризнанного мнения, кроме того, что для разных видов осадочных отложений последствия диагенетических процессов не одинаковы. Они наиболее отчетливо выражены у каустобиолитов: торфяной осадок превращается в бурый уголь. Применительно к пелитовым и алевропелитовым илам со значительным содержанием глинистых минеральных компонентов явным признаком завершенности диагенеза можно считать превращение этой несвязной, сильно обводненной массы веществ в пластичную глину (Копелиович, 1965). В это же время залегающие вместе с нею пески, гравийные или галечные отложения в большинстве своем остаются рыхлыми, и лишь в расщелоченных конкреционных стяжениях, линзах и пропластках их обломочный материал цементируется агрегатами аутигенных карбонатов или силикатов.

Литифицированность осадка – скрепление его минеральных и органических компонентов цементом, то есть агрегатами аутигенных минералов – необходимый признак рождения горной породы применительно к конкретному слою или к конкреционным включе-

ниям в нем, но этот же признак недостаточен для решения вопроса стадияльной маркировке всей исследуемой толщи отложений. Многие из них, по мнению Н.В. Логвиненко и др., сохранили свою рыхлую консистенцию после диагенетической стадии на протяжении многих десятков млн. лет, как, например, пески и алевроиты юрского и мелового возрастов в чехле Восточно-Европейского кратона или глауконититы и кварцевые пески ордовика на окраине этого кратона, в Прибалтике и Ленинградской области России. В таких, как вышеупомянутые, случаях нелитифицированные образования имеют не осадками, а горными породами – см. (Геологический словарь, 1973, т. 2, с. 41), а о завершенности диагенеза судят по физико-механическим и минералогическим свойствам залегающих вместе с ними глин, аргиллитов, опок, известняков, углей и др. явно «зрелых» пород. Впрочем, скрупулезные лабораторные наблюдения (посредством оптической и электронно-микроскопической современной аппаратуры) позволяют и у рыхлых пород выявить отдельные, внешне малозаметные признаки измененности седиментогенных компонентов, например, следы их корродирования либо покрытия тончайшими корочками и наноразмерными отростками аутигенных новообразований. К тому же фрагменты растительных остатков здесь всюду углефицированы до параметров начальной стадии формирования бурого угля (Б₁).

Вообще постседиментационные преобразования гумусовых и сапропелевых компонентов ОБ оказывают существенные влияния на механизмы диагенетических процессов. Н.М. Страхов подчеркивал, что *диагенез осуществляется за счет внутренних ресурсов осадочного вещества и его потенциальной энергии, главным источником которой являются трансформации ОБ и бактериальная жизнедеятельность*. А поскольку количество и качественные свойства органических образований находятся в прямой зависимости от климатических режимов седиментогенеза, то диагенетические процессы также подвержены климатическим влияниям.

Климат воздействует на процессы диагенеза опосредованно, через биос и продукты его метаболизма, влияющие на *pH* и *Eh* среды. Так, например, для морских отложений гумидной климатической области с количеством $C_{орг}$ 0,5–3% в осадке имеются две геохимические зоны (сверху вниз): окислительная, с аэробными бактериями и восстановительная с анаэробными. Граница зон подвижна, тол-

щина окислительной меняется (примерно от 1,5 м до 0) обратно пропорционально степени насыщения осадка ОВ.

Граница между окислительной и восстановительной зонами диагенеза представляет геохимический барьер, где особо активизируются процессы встречной диффузии, перераспределения химических элементов и аутигенного минералообразования, включая конкрециеобразование – локальное «окаменение» (литификацию) осадка.

Факторы, управляющие этими процессами в самой верхней зоне субаквального диагенеза – растворенные в воде кислород, углекислота и продукты жизнедеятельности бентоса, бактериальных и грибковых сообществ – оказываются в принципе такими же, как факторы влияния на процессы субаэрального гипергенеза (см. выше). Это давно заметили геохимики, и А.И. Перельман (1979), описывая диагенетически преобразованные морские илы, называл их *гомологами почв* на континентах.

Несколько позднее А.И. Перельмана литолог В.Т. Фролов (1984, 1995) отождествил полностью окислительную зону диагенеза морских осадков с гипергенными образованиями суши, назвав соответствующую окислительной зоне стадию *подводным выветриванием*, или *гальмиролизом*, и развивая тем самым идею о глобальности кислородного воздействия седиментосферы на весь рыхлый и твердый субстраты суши и дна водоемов (исключая, по видимому, локальные места перенасыщений ОВ – болота и бассейны с аноксидными геохимическими режимами). В предложенной этим исследователем схеме стадийности осадочного процесса диагенетическими процессами считались те, которые меняли состав вещества осадка после его перекрытия новым слоем, благодаря чему совершенно открытая природная система приобретала определенные свойства закрытости. В точности также А.Е. Ферсман (1934) трактовал начало последиагенетической стадии катагенеза (см. выше).

Как видим, логика теоретических построений В.Т. Фролова в корне меняла устоявшиеся у нас с прошлого века понятия о сущности рассматриваемой здесь стадии пороодообразования. Обновление концепций в науке происходит периодически, и представляется необходимым фактором её развития. Однако прежде, чем принимать новации, следует проанализировать их целесообразность. Обратимся к такой оценке и мы.

Начнем с необходимой «формальности» – анализа понятийной базы новой концепции. Здесь, по мнению автора, допущена терминологическая подмена понятий: наименования процессов и стадий отождествлены. Базовый термин «гальмиролиз» изначально имел смысловое содержание отнюдь не стадияльное, но *символизировал только комплекс процессов химического взаимодействия морской воды с твердыми компонентами осадка*. Этот термин ввел в обиход немецкий химик К. Гюммель (K. Hummel) в 1922 г. как синтез греческих слов: «гальмирос» – соленый и «лизис» – растворяю. В трактовке Л.В. Пустовалова (1940, ч. I, с. 81) гальмиролиз понимался как совокупность различных химических процессов, совершающихся под влиянием морских факторов и приводящих к изменению состава минеральных тел, находящихся в море как во взвешенном состоянии, так и на его дне. Сюда относятся явления растворения, окисления, гидратации, катионного обмена и другие химические, биохимические и минералогические процессы в частности, паллагонитизация стекла в излившихся на морском дне базальтовых лавах, трансформация прослоев вулканического пепла в монтмориллонитовую глину – бентонит и др.

Гальмиролитические процессы развиваются на морском дне в периоды седиментационных пауз или при весьма замедленных темпах накопления осадков (доли мм в 1000 лет). К гальмиролититам на мелководье относятся сцементированные аутигенным карбонатом корки «твердого дна» (*hard ground*), интенсивно *биотурбированные*, т.е. пронизанные ходами моллюсков сверлильщиков, раков и червей, обеспечивших проникновение в глубину осада насыщенных O₂ донных вод и ОВ, создавших там окислительную и близкую к нейтральной, слабощелочную геохимическую среду, благоприятную для синтеза аутигенных глауконитов.

В.Т. Фролов (1984) причислял эти образования к категории «подводного элювия», и классифицировал продукты подводного выветривания на группы и типы: физический элювий – каменные развалы, горизонты конденсации (перлювий), биоэлювий – биотурбиты и хемозэлювий – твердое дно панцири, монтмориллонитовые глины (возникшие в результате подводного перерождения прослоев пироластики), глауконититы, зернистые фосфориты и красные пелагические глины океанов. Такая точка зрения не нашла всеобщего признания.

Ещё в 1948 г. крупнейший знаток морского осадконакопления М.В. Клёнова, описывая образование придонных железомарганцевых корок и конкреций, отнесла гальмиролиз к наиболее ранней стадии диагенеза. Беря за основу модель Н.М. Страхова, вполне логично соотнести комплекс физико-химических процессов, именуемых гальмиролизом, к самому начальному этапу стадии диагенеза. Несмотря на одинаковость и схожесть факторов, управляющих вышеупомянутыми процессами на дне морском и на суше, полной аналогии между этими категориями нет при кажущейся их одинаковости. Так, например, образование карбонатных и латеритно-железистых панцирей на суше обеспечивается капиллярным подъемом воды с растворенными солями снизу вверх (от водоносного горизонта к поверхности суши), а отождествляемое с этими панцирями формирование морского *hard ground* обусловлено ионной диффузией элементов в обводненных илах. Но у диффузии нет никакой физической общности с процессами движения молекул H_2O в капиллярной среде, кроме только единственного их сходства в одинаковом направлении миграции вещества снизу вверх.

Итак, нам не представляется целесообразным в корне менять стадийные модели предшественников, согласно которым начало стадии диагенеза синхронно моменту фиксации твердых фаз осадка на дне бассейна. Замечу, что даже этот геологически ясный стадийный рубеж, как и все остальные рубежи в известной мере условен: по данным современных исследователей океанской пелагиали, гальмиролитические процессы начинаются в сгущениях взвеси над дном – на так называемых этапах *протосингенеза* и *сингенеза* (Свальнов, 1991, 2011), а затем резко активизируются под морским дном, и там во многих местах самые начальные (гальмиролитические) процессы диагенеза по своей сути *гомологичны* (но не адекватны) субаэральному выветриванию.

Формулируя все это, автор вовсе не отрицает существования *субаквального гипергенеза*, который реализуется в обстановках интенсивнейшей гидродинамики, которая смыла рыхлый осадок или препятствует его накоплению, либо на крутых склонах подводных возвышенностей, где морские воды контактируют с более древними горными породами – осадочными, прошедшими прежде через стадии диагенеза и катагенеза, метаморфическими либо магматическими. Их вещество подвергается воздействию гальмиролитических

процессов длительное время, иногда на протяжении десятков тысячелетий. Возникшие при этом в горных породах на их контакте с морской водой минеральные новообразования (посредством метасоматических либо трансформационных процессов) можно отнести к категории компонентов эпигенетических субаквально-гипергенной стадии породных изменений.

В это же время накапливаемые на соседних участках морского дна рыхлые осадки продолжают подвергаться рассмотренным выше процессам диагенетической стадии. Возвращаясь к ней, заметим, что её процессы чрезвычайно многофакторны. Помимо фактора вещественного состава *седиментофонда* (то есть всех седиментогенных минеральных компонентов и ОВ), помимо химизма донных и иловых вод, а также помимо климатического влияния, активную роль имеет ещё один весьма существенный фактор влияния на диагенетические процессы – темп осадконакопления. Он сказывается на толщине всей сферы диагенеза, которая обратно пропорциональна темпу седиментации. В океанских глубинах, где этот темп крайне низок – 1–0,01 мм/1000 лет, толщина зоны незавершенного диагенеза превышает 0,5–1,0 км (Савенко, 1994; Свельнов, 1991; 2011), тогда как на шельфе, где темп осадконакопления на много порядков выше, диагенез завершается на уровне 250–300 м под дном водоема, а вблизи побережья – 10–50 м и где-то ещё меньше. И в этих местах длительность процессов диагенеза бывает также разной – от многих десятков миллионов до тысячи лет и меньше лет. Максимальная кратковременность литификации, например, зафиксирована в приливно-отливных зонах тропиков, где сцементированные кальцитом детритусовые осадки – *beech rock* включают в себя гильзы прошлой войны и бутылки.

Одна из причин длительности диагенеза – отсутствие литостатических давлений (P_s) в осадках океанского дна, где медленно накапливаемые частицы рассредоточены иловым раствором, который компенсирует давление мощного «столба» океанской воды. А на шельфе, в дельтовых и подводных конусах выноса лавинные скорости поступления твердых веществ обеспечивают значительные P_s . Они ускоряют физико-химические процессы превращения осадка в горную породу.

На данном здесь примере мы убеждаемся в гениальном предвидении А.Е. Ферсмана о завершении диагенетических процессов

дискретными импульсами привноса в бассейн иных порций вещества. При пелагическом седиментогенезе такая дискретность не ощущается, и гранулометрический тип осадка длительно сохраняется неизменным или меняется очень постепенно. Напротив, в областях лавинной седиментации происходит периодическое перекрытие илов порциями гравититов. Хорошо известно, что на их подошве сохранились текстурные рисунки иероглифов, запечатлевших царапание и выпаживание ложбин в частично затвердевшем к тому времени илу (превращенному в пластическую глину или приблизившемуся к ней по своим физическим свойствам).

Следовательно, можно считать, что под подошвой каждого очередного цикла Боума в турбидитах относительно кратковременные (сотни и тысячи лет) диагенетические процессы каждый раз сменялись процессами начальной подстадии катагенеза (см. ниже).

Все вышесказанное относится к широко распространенной на Земле *бассейновой* категории диагенеза, который называют также *субаквальным*. Синхронно ему на водораздельных территориях континентов реализуется так называемый *субаэральный* диагенез, процессы которого отчасти гомологичны химическому выветриванию и, вместе с тем, близки и к вышеописанным процессам. Они реализуются под покровами торфяников, мощных почв или аллювиально-озерных осадков в подстилающих эти образования рыхлых осадках континентального или лагунно-озерного генезиса. Главные факторы их преобразования – это просочившаяся сверху через вышележащий покров осадков атмосферная вода (химически пополненная веществами из этого покрова), а также другая вода, поднимаемая капиллярными силами наверх от ближайшего подземного водоносного горизонта. Толщина зоны субаэрального диагенеза колеблется от единичных метров до 20–50 м максимально. Описания процессов – см. в учебниках (Перельман, 1967; Япаскурт, 2008, б, с. 90–96).

Полезные ископаемые, связанные со стадией диагенеза многочисленны: многие железные, марганцевые руды, фосфориты; частично доломиты и цеолитолиты; монтмориллонитовые глины (за счет преобразования пепловой вулканокластике – гумбрин, бентонит, кефекалит), каолиновые (подугольные) глины и др.

Катагенез (или *катагенезис*, от слов «ката-» – вниз и «генезис» – рождение, *греч.*) – рассматриваемая в этой книге как главная и самая продолжительная *стадия последиагенетических глубинных*

структурно-вещественных изменений осадочных горных пород, попавших под влияние усиленных $P - T$ режимов (T от $20-25^\circ$ до $200\pm 25^\circ\text{C}$; P от 10 до 200 МПа), а также обновляемых водно-флюидных сред, и постоянно стремящихся своими вещественными новообразованиями приблизить поликомпонентную внутрисферную систему к состоянию физико-химической равновесности её компонентов. Состояние, близкое к полной равновесности таких систем, как правило, достигается только лишь при ее метаморфизме (см. ниже). Поэтому в сфере катагенетической стадии степень литификации различных слоев бывает проявлена весьма неоднородно: известны случаи, когда глины, не перешедшие в состояние неразмокаемых аргиллитов, чередуются с крепко сцементированными кварцитовидными песчаниками или мраморовидными доломитами, а также противоположные этому случаи сонахождения почти рыхлых песков с аргиллитами и кристаллически-зернистыми карбонатными породами.

Существенное отличие данной стадии от предшествующего диагенеза лаконично сформулировал автор её наименования так: «Катагенез породы обнимает огромную область приспособления осадочных минералов к новым условиям вне залегания их под поверхностью водного бассейна. С точки зрения явлений химического равновесия мы имеем здесь область весьма изменчивых реакций, часто не достигающих полного равновесия» (Ферсман, 1934, с. 128). Реакции эти существенно активизируют два глубинных фактора: температура ($\Delta T = 10^\circ$ ускоряет химическую реакцию вдвое, по известному правилу Вант-Гоффа) и давление (нагрузка вышележащей толщи пород – P_s и, местами, тектонический стресс – P_{st}). В итоге частично меняют свой состав, размеры и форму минеральные компоненты седиментогенные и диагенетические под воздействием процессов: коррозионных, регенерационных и трансформационных (см. ниже, в главе 3). Формируются новые минеральные виды процессами аутигенеза и метасоматоза (см. там же). Их возникновению, помимо T и P , способствует гидрогенный фактор (газоводные флюиды – отчасти погрёбённые иловые воды, но в большинстве воды новообразованные, выделившиеся из кристаллических решеток глинистых цеолитовых и др. минералов в процессе их трансформации). Фактор ΔT способствует росту углефикации, или «метаморфизма» гумусового ОВ и преобразований рассеянного в поро-

дах сапропелевого ОВ с попутной их дегазацией. И все компоненты данной природной системы оказывают друг на друга взаимовлияние. *Происходит обмен флюидами и растворенными в них химическими соединениями между различными слоями, их комплексами (фациями) и осадочными формациями.*

Факторы влияния на эти процессы находятся в явной зависимости от тектонической приуроченности исследуемого осадочного образования и истории его зарождения и формирования.

Толщина зоны проявления процессов катагенеза варьирует в разнотипных тектонических структурах – от 2–4 км в пределах платформенных плит до 7–9 км и более во внутриконтинентальных впадинах рифтов, пострифтовых синеклиз, а также в орогенных областях. По сути это вся стратисфера (если не причислять к ней образования стадии метагенеза, см. ниже). Внутри неё катагенетическая измененность структурно-вещественных особенностей осадочных горных пород, как правило, усиливается в направлении сверху вниз, но не везде постепенно и последовательно, местами с регрессивными отклонениями от общего правила. Наиболее последователен рост измененности по мере роста глубины палеопогружения пород присущ компонентам ОВ, которые представляются естественными «палеотермометрами» для земных недр. Изменения же минеральных веществ многофакторны, а потому зональность породных катагенетических изменений не везде напрямую коррелируется с зональностью степени углефикации ОВ и со стадийностью катагенеза РОВ (см. в табл. 2.1 и 2.2). Приблизительная коррелируемость преобразований органического и минерального веществ фиксировались исследователями в длительно (сотни млн. лет) и устойчиво погружавшихся тектонических структурах – окраинно-платформенных синеклизах и краевых прогибах (Коссовская, 1962; Коссовская, Шутов, 1955; 1976; Логвиненко, 1968; Япаскурт, 1992). Однако в обстановках эпизодического стресса (складчатые системы и их границы с передовыми прогибами) или палеотермальных импульсов (там же и в рифтовых впадинах), или инверсионно воздымавшихся тектонических сооружений (антеклизы, валы и горсты в чехле кратонов и др.), корреляция в измененности ОВ и вмещающих его пород нарушается или вовсе отсутствует (Соколов, Япаскурт, 1983; Япаскурт, 1992; Япаскурт, Шихапов, 2010). Это объяснимо нижеследующими причинами.

Шкала углефикации

(Э. Штах и др., 1978; Метаморфизм углей..., 1975; Н.Б. Вассоевич, 1975, 1990)

Стадия и подстадия литогенеза	Градация	С, %	V, %	R [*] , %	Соотношение градаций углефикационного ряда								
					на витринит		Донбасс		Германия		США		
Диогенез		60	63	0,25	Торф		Torf		0,23	63	Peat		
Протокатагенез (ПК)	ПК ₁	67	56	0,3	Мягкий (Б ₁)	Бурые угли	Weich-	Braunkohle	0,3	56	Lignite		
	ПК ₂	71	50	0,4	Матовый (Б ₂)		Matt-				Sub-bituminous	C	
	ПК ₃	75	44	0,5	Блестящий (Б ₃)		Glanz-						B
Мезокатагенез (МК)	МК ₁	77	40	0,65	Длиннопламенный (Д)		Flamm-	Stainkohle	0,53	42	C	High volatile bituminous	
	МК ₂	81	37	0,85	Газовый (Г)		Gas-Flamm-		0,65	40	B		
	МК ₃	86	31	1,15	Жирный (Ж)		Gas-		0,92	35	A		
	МК ₄	89	21	1,55	Коксовый (К)		Fett-		1,17	28	Medium volatile bituminous		
	МК ₅	90	14	2,0	Отощенно-спекающийся (ОС)		Ess-		1,63	19	Lou volatile bituminous		
Апокатагенез	АК ₁	91	8	2,5	Тоший (Т)		Mager-		1,95	14	Semi-Anthrazite		
	АК ₂	93,5	4	3,5	Полуантрацит (ПА)		Anthrazit		2,32	10			
	АК ₃	96,5	1,5		Антрацит (А)		Meta-anthrazit		3,5	4	Anthrazite		
	АК ₄	100	0	11,0									Semi-graphit
									R [*] , %	V, %			

Примечание. С, V — содержание углерода и выход летучих веществ (на сухой беззолый уголь); R^{*} — показатель отражения витринита в масле.

Стадии катагенеза континентов и океанов
(Логвиненко, Орлова, 1987)

Авторы монографии, 1985 г.	Н.Б. Вассоевич, 1983 г.	Континенты						
		Объемная плотность %	Пористость %	Скорость ультразвука, км/с	Тип ОВ	Аутигенные минералы	Структуры	
Ранний катагенез	Протокатагенез ПК	ПК-1	1,9 –	40 –	2,2–	Б ₁ – Б ₂	Каолинит, гидрослюда 1М, 1Мd, мон- тморил-лонит, смешанно- слоистые	Осадочные нормаль- ные, неиз- мененные рыхлые и сцементи- рованные, появление стилолитов в карбо- натных породах
		ПК-2					Хлорит 7Å, гейландит, анальцим, кальцит, опал А, опал С/Т, кварц, гипс, галит, кианит	
		ПК-3	– 2,3	– 20	– 3,0	Б ₃		
Средний катагенез	Мезокатагенез МК	МК-1	2,3	20 –	2,3	Д	Каолинит, гидрослюда 1М, монтмо- риллонит, смешанно- слоистые, хло- рит 7 и 14Å, гейландит, анальцим, кальцит, опал С/Т, кварц, гипс, галит, кианит	Осадочные нормаль- ные, неиз- мененные, стилолиты в карбо- натных породах и появление в терри- генных породах
		МК-2	2,6	– 10	3,0	Г		
Поздний катагенез	Мезокатагенез МК	МК-3	2,6 –	10 –	3 –	Ж	Каолинит (ма- ло), гидрослю- да 1М, 2М, реликты мон- тмориллонита и смешанно- слоистых, хло- рит 14Å, ло- монтит, сколе- цит, кальцит, кварц	Регенера- ционные, микрости- лолитовые, стилолиты в терри- генных породах
		МК-4				К		
		МК-5	– 2,7	– 4	– 4	ОС		

Авторы монографии, 1985 г.	Н.Б. Вассоевич, 1983 г.		Океаны					Структуры
			Объемная плотность %	Пористость %	Скорость ультразвука, км/с	Тип ОВ	Аутигенные минералы	
Ранний катагенез	Прококатагенез ПК	ПК-1	1,8 –	65 –	1,9	Б	Железистые сметиты, монтморилло- нит, палыгор- скит, смешан- но-слойные, филлип-сит, клиноптилолит гидрослюда (?), кальцит, опал А, опал С/Т, гипс	Осадочные нормаль- ные, неиз- менные рыхлые и сцементи- рованные
		ПК-2						
		ПК-3	– 2,0	– 40	– 2,3	Б		
Средний катагенез	Мезокаатагенез МК	МК-1	1,9 –	45 –	2,2–	Д	Железистые сметиты, монтморилло- нит, палыгор- скит, смешан- но-слойные, филлип-сит (мало), кли- ноптилолит, анальцим (редко), гидро- слюда, каль- цит, опал С/Т, кварц	Осадочные нормаль- ные, неиз- менные, стилолиты в карбо- натных породах
		МК-2	2,3	20	2,5	Г		
Поздний катагенез		МК-3	>2,3	<20 ред ко	>2,5	Ж		
		МК-4	Изменения этого типа, вероятно, имеются в основании второго слоя океанической коры, в местах высокого теплового потока и стрессовых деформаций, в приконтинентальной зоне океанов и в окраинных морях с мощной толщей осадочных пород					
		МК-5						

При тектонических перестройках отдельных секторов стратиферы нередко происходят импульсы воздымания пород (без их вывода в сферу гипергенеза), а также их дислоцирования и горизонтальных перемещений. Все они меняют параметры литостатических и флюидных давлений (P_s и P_f), а главное – влияют на режимы миграции подземных вод и тем самым периодически, выводят породу из среды, к которой она начала приспосабливаться, в совершенно новые геохимические условия. Это почти не сказывается на степенях измененности ОВ после его вывода из прежних максимальных глубин пребывания. Как известно, ОВ, побывавшее в обстановке экстремальных T , а затем, будучи выведенным тектоническими движениями в обстановки менее напряженных ΔT , не утрачивает приобретенные им ранее признаки высокотемпературного воздействия. По этой причине в схемах стадийности катагенеза Н.Б. Вассоевича и др. нефтяников и геологов-угольщиков признаки инверсионно-тектонических факторов воздымания или латерального смещения осадочной толщи никак и нигде не фиксировались. Эти факторы сказываются только на своеобразии аутигенного минералогенеза в песчаных и карбонатных породах – см. описания так называемого «регрессивного эпигенеза» в учебниках Л.Б. Рухина (1953, 1969) в книгах Г.А. Каледы (1985) и автора (Япаскерт, 1992; 1999).

Следовательно, дробные расчленения катагенетической стадии на градации или подстадии действительны только при одном условии – непрерывного и глубокого тектонического погружения толщи пород. Там стадия катагенеза членится на две подстадии. Их в своей схеме градаций катагенеза РОВ Н.Б. Вассоевич (1975) именовал: *протокатагенез* – $ПК$ (с градами $ПК_1$, $ПК_2$, $ПК_3$) и *мезокатагенез* – $МК$ (собственно, $МК_1$, $МК_2$, $МК_3$, $МК_4$, $МК_5$). Их палеотемпературные диапазоны и корреляцию с углемарочной шкалой см. в табл. 2.1. Литологи, изучавшие стадийность катагенеза по характеру преобразований глинистых минералов, кварца, полевых шпатов и др. компонентов глинисто-терригенных формаций (А.Г. Коссовская, Н.В. Логвиненко, автор и др.), выделяли две стадии: *начального или слабого* катагенеза и *глубинного (глубокого)* катагенеза; а иногда между ними промежуточную стадию *среднего* катагенеза (см. табл. 2.2; табл. 2.3).

Зоны и стадии постседиментационных преобразований песчаных пород Лено-Вилюйского ОПБ (Япаскургт, 1992)

Стадия	Названия зон	Парагенез типичных аутигенных минералов	Вторичные структуры
Начальный катагенез	I. Неповрежденных седиментогенных структур и слабо измененного глинистого вещества в цементе	Глинистое вещество в основном унаследованного, разнообразного состава; в низах зоны микрочешуйчатый хлорит замещает частично терригенный биотит и тонкоизмельченный матрикс	Корродированы обломки преимущественно фемических минералов
Повышенный катагенез	II. Преимущественно хлоритового пленочного и кремнистого порохового цемента, начала коррозии кварца и полевых шпатов	Пленочный хлоритовый или гидрослюдисто-хлоритовый цемент в сочетании с опалом или халцедоном в порах, местами с кринокристаллическим кварцем; встречаются унаследованные от стадии диagenеза монтмориллонит, смешанослойные образования, каолинит	Зубчатая форма кварцевых и полевошпатовых обломков вследствие сочетания локальных регенерационных наростов и коррозионных углублений; появление конформных (выпукло-вогнутых) контактов между более крупными обломками
Глубокий катагенез	III. Хлорито-кварцевое пленочно-пороховое цемента и частых конформных структур	Хлоритовый или гидрослюдисто-хлоритовый цемент в сочетании с хорошо окристаллизованным кварцем в порах; иногда появляются ломонтит, эпидот, сфен и другие минералы	От 25 до 50% обломков повреждены гравитационной коррозией с конформными контактами; развиты явления пластической деформации в зернах кварца и плагиоклазов
	IV. Господствующих кварцевых, полевошпатового регенерационных цементов, конформных и инкорпорационных структур	Преобладание регенерационного кварца, прочно цементующего обломки вместе с реликтивными каемками хлорита и других минералов (за исключением ломонтита)	Поддавливающее большинство обломков затронуто структурами гравитационной коррозии: конформными и инкорпорационными
Метагенез	V. Блестящих структур на контактах обломков	Те же минералы и метаморфогенный кварц поздней генерации; в низах зоны гидрослюды превращаются в микрочешуйчатый мусковит	Рекристаллизационный и рекристаллизационно-гравитационный блеск в контактах вдавленных друг в друга кварцевых обломков

Главный признак глубокого катагенеза – сплошная литификация слоёв; полная трансформация смектитов в иллит либо хлорит с сопутным ей превращением глин в неразмочающиеся аргиллиты; господство конформно-регенерационных структур в песчаных породах аренитового типа. Верхняя граница этой подстадии приблизительно

отвечает градациям $МК_2 - МК_3$, хотя в различных структурах она может сместиться несколько выше либо ниже. Это, как известно, уровень главной зоны нефтеобразования по Н.Б. Вассоевичу (1975, 1986).

В иных геодинамических условиях мы имеем дело с иной – нередко сложной и мозаичной картиной сочетания разных степеней интенсивности преобразований ОВ и вмещающих его минеральных веществ. Тем не менее, признаки образований глубокого катагенеза выявляются методом стадийного анализа и там. Исследовавшие такие объекты литологии, попытавшиеся применить к дислоцированным образованиям стандартную схему стадийности катагенеза областей длительного погружения, пытались разделить процессы породных изменений на категории «стадиальных» и «наложенных» (Лебедев, 1992) или «катагенеза фонового» и «катагенеза (эпигенеза) наложенного» (Япаскерт, 1995), или вообще называть катагенезом преобразования, инициированные термобарическими факторами, а эпигенезом – инициированным воздействием на минеральные вещества подземных вод – см. в статье (Тихомиров, 1982).

Теперь автор пересмотрел свои прежние построения, и убедился в методологической неоправданности и этого дуалистического подхода. Потому что стратисфера – единая органогенно-минерально-породно-флюидная система (см. ниже, в главе 4), и искусственно разобщать её многоэтапные и многоуровневые внутрисистемные процессы ни в коем случае не следует. Напротив, их необходимо синтезировать, ещё раз помня о том, что природа устроена гораздо сложнее наших умозрительных схем и моделей. И ратуя за оставление за вышеописанной стадией имени «катагенез», повторим сказанное в начале предыдущей главы замечание о том, что символ «ката-» можно трактовать не только в прямом его повелительном аспекте «вниз», но и просто как *пребывание породы «внизу», то есть под сферами диагенеза осадков в водных бассейнах и под сферами гипергенеза пород на суше*. Там (внизу) порода могла периодически испытывать разнонаправленные тектонические перемещения, попадая при этом под разные факторы влияния среды на изменения её исходного минерального состава; но упомянутые факторы ещё не были достаточными для начала метаморфического перерождения этой осадочной породы.

Метагенез – это стадия формирования минеральных, структурных и текстурных изменений осадочных пород, преобразованных до этого на стадии катагенеза, предельно уплотненных и не полностью перекристаллизуемых, при $T = 200-350^{\circ}\text{C}$ и $P > 200 \text{ МПа}$ (литостатического и стрессового). Термин этот ввели в середине XX в. советские литологии, но трактовали различно. Н.Б. Вассоевич (1975) предложил использовать это слово взамен метаморфизма (чтобы имена всех стадий имели одинаковые окончания «генез»), но его предложение не получило признания. Н.В. Логвиненко, А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов считали метагенез промежуточной стадией между катагенезом (или эпигенезом) и региональным метаморфизмом, и картировали площади развития зоны метагенеза терригенных комплексов мезозоя и палеозоя Верхоянья, Донбасса и Северного Урала. Н.М. Страхов (1960) изначально назвал метагенезом все преобразования осадочных пород после диагенеза. Но потом он согласился с трактовкой метагенеза по Н.В. Логвиненко (совместная статья 1959 г. в Докладах АН СССР), и эта трактовка стала в СССР и России общепринятой. В англоязычной литературе же стадия именуется *анхиметаморфизмом*, а в шкале преобразований рассеянных органических веществ в горных породах (по Н.Б. Вассоевичу) ей соответствует стадия *апокатагенеза*, или зона преимущественного развития антрацитовых углей.

На данной стадии господствуют диффузионно-метасоматические и рекристаллизационно-бластические процессы минералообразования. В песчаниках появляются: структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза на контактах кварцевых зерен, крайняя альбитизация обломочных плагиоклазов и калишпатов, полная трансформация терригенных биотитов в серицит-хлоритовые пакеты с попутным обособлением аутигенных кристаллов гематита, анатаза, рутила; массовое развитие шиповидных вростков слюды в хлорита в края регенерированных терригенных частиц. Макроструктуры сохраняются псаммитовыми (песчаными), но микроструктуры позволяют именовать породу только как метапесчаник. В аргиллитах слюды политипа 1 Md трансформируются в 2 M₁, хлориты становятся более магнезиальными; нередко формируются признаки сланцеватости, и порода переходит в категорию: *глинистый сланец*. Большинство карбонатных пород становятся кристаллически-зернистыми мраморами; а кремнистые породы перекристаллизуются в криптозернистые кварцитовидные образования.

Процессы структурно-минеральных изменений горных пород на стадии метазенеза гомологичны метаморфическим, но конечные их продукты метастабильны, потому что не достигают полного состояния физико-химических фазовых равновесий.

Относительно стадийной принадлежности метазенеза существует два разных мнения. Многие традиционно рассматривают метазенез как продукт глубочайшего (после катагенеза) погружения горных пород. Другая (более обоснованная) точка зрения: метазенез – это следствие динамотермального импульса, и самый начальный, но не завершённый этап метаморфизма осадочных горных пород. Такой точки зрения придерживается автор. Предпринятое И.М. Симановичем и О.В. Япаскуртом картирование зональности катагенеза и метазенеза в складчатых областях Верхоянья и Южного Кавказа дало основание *доказывать стадийную обособленность метазенеза, его наложенность на разные уровни катагенетических породных изменений* и генетическую взаимосвязь с P – T импульсами геодинамических перестроек структуры осадочного бассейна. Главное условие дискретных процессов метазенеза – превышение P_{st} (стрессового) над P_f (флюидным), а также и ΔT импульс (Япаскурт, 2008, а, б).

Точно такие же термобарические факторы порождают **региональный метаморфизм**, согласно учению А.А. Маракушева: при $P_{st} > P_s > P_f$ «магматизм и метаморфизм связаны исключительно с подъемом к поверхности Земли ювенильных флюидов...» (Маракушев, 1988, с. 293), которые создают ΔT , превысивший местный (фоновый) геотермический градиент. Это важное условие метаморфических реакций. При нем соотношение $P_s > P_f$ обеспечивает отток флюидов H_2O и CO_2 из метаморфизируемых минеральных компонентов осадочной породы вверх, то есть в вышележащие толщи, которые претерпевают катагенетические изменения.

Стресс (P_{st}) сам по себе тоже активизирует ΔT , и механизм такой активизации недавно объяснил Ф.А. Летников (2004). Он обратил наше внимание на то, что твердые компоненты метаморфизируемых пород (кварц и др. минералы) обычно насыщены пузырьковыми газо-жидкими включениями. Их вещество, оказавшись в недрах Земли под изотермой $400^\circ C$, становится исключительно газовой фазой; а сами метапороды приобретают свойства пластической среды. «Одной из замечательных особенностей нахождения твердой мат-

рицы с заключенными в ней флюидными включениями в состоянии пластического течения является то, что от пластической среды включению передаются силы сжатия, что неизбежно должно приводить к появлению адиабатического эффекта. Согласно теории процесс сжатия газа или газовой смеси сопровождается ростом внутренней энергии, что сопровождается разогревом газа (Летников, 2004, с. 792).

Опубликовав тут же теоретические численные расчеты, автор вышеприведенной цитаты заключил: «Иными словами, генерация теплоты сжатия протекает одновременно во всем объеме породы что обуславливает режим объемного выделения тепла при сохранении низкоградиентного температурного режима» (там же, с. 793).

Окончательные выводы были такими: «Исходя из того, что уже в низах зеленосланцевой фации [регионального метаморфизма – примеч. авт.] некоторые породы переходят в состояние вязкого течения, которое в амфиболитовой фации становится преобладающим, вполне обоснованно можно говорить о значительной роли адиабатического сжатия газовых пузырьков в генерации тепла в метаморфизируемых породах. Сказанное вовсе не исключает и наличие глубинных флюидных потоков, направленных по вектору градиентов давления вдоль тектонической сланцеватости пород из более глубинных метаморфических зон» (Летников, 2007, с. 794). Однако «привлечение потоков гипотетического глубинного флюида, выступающего в роли теплоносителя, не всегда находит геологическое подтверждение, ибо, например, в зонах надвигов в тектонических поясах метаморфические системы выполаживаются и угасают в коре, не достигая мантии» (там же с. 794).

Не углубляясь в детали этих спорных вопросов, можно видеть как в целом занимавшиеся ими ученые (Маракушев, 1988; Летников, 2004), а также и некоторые другие исследователи, однозначно свидетельствуют о том, что в отличие от катагенетического преобразования осадочных горных пород, которое происходит при погружении слоистых толщ на глубину в режиме нормального геотермического градиента, *метаморфизм горных пород генетически связан с дислокациями земной коры*. Они либо рождают ΔT , по модели Ф.А. Летникова (2004), либо нарушают сплошность среды и обеспечивают подъем из недр горячих флюидов, которые создадут

аномальное повышение температуры относительно геотермического градиента данного уровня глубинности.

Тектонические дислокации обеспечивают открытость флюидно-породной системы, без которой метаморфические реакции не осуществимы. В закрытой системе, где $P_s = P_f$, процессы метаморфизма затрудняются из-за свойственных этой системе высоких парциальных давлений H_2O и CO_2 , препятствующих метаморфогенной дегидратации и декарбонатизации минералов. Но в случаях, когда проявляются дислокации глубинного заложения, тогда они увеличивают проницаемость системы, делая её открытой и для оттока из неё собственных гидрокарбонатов, и для притока горячих струй снизу, создающих благоприятную среду для твердофазной перекристаллизации породообразующих минералов.

Здесь уместно напомнить о том, что *метаморфизм горных пород* – понятие, введенное в 1833 г. Ч. Ляйелем, не утратило и по наше время своего изначального смыслового значения в том аспекте, что *при метаморфизме процессы перекристаллизации исходных пород происходят в твердом состоянии, но при участии флюидов* (Трусова, Чернов, 1982).

Метаморфизм – это мир господства эндогенных процессов, стремящихся камуфлировать вещественно-структурные образования стадий литогенеза. Последние, впрочем, способны долго сохраняться в явных либо малозаметных реликтах (так называемых «теневых» осадочных структурах и текстурах) вплоть до стадии самых интенсивных породных изменений гранулитовой фации метаморфизма. Литологии научились опознавать эти признаки седиментогенного происхождения у значительной части метапород. В этом была большая заслуга академика А.В. Сидоренко и его учеников, создавших в конце XX века школу исследователей *литологии докембрия* О.М. Розена, С.А. Сидоренко, О.К. Луневоy и др. Над такими же проблемами работал и автор (Япаскург, 1976; 1981; 1992).

Прежде и до сих пор у геологов периодически возникало мнение о том, что регионально-метаморфические изменения можно посчитать естественным наращиванием ряда стадий литогенеза, то есть его крайней стадией при самых напряженных $P - T$ условиях (перед полным переплавлением).

Автор не согласен с такой трактовкой, мотивируя это качественными отличиями эндогенных факторов, процессов и продуктов ме-

таморфизма от таковых при стадиях диагенеза и катагенеза. Но в работах литологов и петрологов с формулировками принципиального отличия продуктов метаморфизма от продуктов литогенеза до сих пор отсутствуют конкретные значения граничных $P - T$ параметров. В своем учебнике Л.В. Пустовалов кратко отмечал, что метаморфизацию осадочной породы обеспечивает критическое состояние воды (при 374°C). Эту же цифру позднее принял за граничную В.Т. Фролов (1992). Однако без учета величины P она не может рассматриваться в абсолюте.

Работы петрологов минувшего 10-летия внесли корректировку в это мнение, экспериментально и эмпирически доказав, что рост P сильно влияет на снижение порогового значения величины T , при котором реализуются процессы метаморфизма. К тому же несмотря на очень высокие значения T , вода в определенных случаях может сохраняться в жидкообразном состоянии, будучи насыщена растворенными в ней веществами, которые препятствуют переходу воды в критическое состояние. По данным А.А. Маракушева, в обстановках $P_s > 300 \text{ МПа}$ водные растворы в надкритическом состоянии характеризуются высокой плотностью и в отношении главных характеристик – растворимости солей, электролитической диссоциации, удельных объемов – ведут себя как жидкости.

Уже к 60-м годам XX века петрологами на конкретных природных объектах было доказано, что равновесные минеральные парагенезы начального метаморфизма кварцево-альбито-серицитохлоритовой субфации зеленосланцевой фации нередко возникают при T близким к значениям $300\text{--}350^{\circ}\text{C}$ (Фации метаморфизма, 1969). При этом признаки кластических структур в конгломератах, гравелитах, песчаниках, некоторых туфах и следы порфировых структур в эффузивных породах оставались сохранными, и наблюдались кое-где даже вплоть до гранулитовой стадии метаморфизма. Но вещественные составы породообразующих компонентов при этом принципиально менялись. Они соответствовали в каждом конкретном случае набору только тех минералов, что принадлежали к категории «разрешенных» для данной фации (стадии) метаморфизма. Так, например, седиментогенные основные и средние плагиоклазы на зеленосланцевой стадии целиком альбитизировались, кварц претерпевал метаморфогенное самоочищение (Симанович, 1978), пироксены и роговые обманки замещались парагенетическими ас-

социациями магнезиальных хлоритов, эпидотов, актинолитов и др. минералов. При нарастании метаморфизма все эти минералы сменялись ассоциациями очередной метаморфической фации – см. в (Трусова, Чернов, 1982; Фации метаморфизма, 1969). И при этом кристаллобластез не везде и не во всех слоях разрушал облик седиментогенной структуры, будучи проявленным крайне неравномерно в геологическом разрезе, нивелируя седиментогенные признаки избирательно.

Здесь автор обращает внимание читателя на то, что *гранобластовая, гранолепидобластовая или гранонематобластовая структура горной породы – суть признаки, которые для диагностики её метаморфизма достаточны, но они не всеобщы и не везде необходимы. Главный признак метаморфизма не столь наглядно выражен: это равновесие в парагенетической ассоциации породообразующих метаморфогенных минералов.*

К последней фразе следует добавить уточнение. Теперешние минералогические исследования посредством современной прецизионной аппаратуры (растровая электронная микроскопия с микрозондированием, электронография) показали, что совершенно абсолютное равновесие метаморфогенных минеральных компонентов в породе достигается не всюду и не всегда; зачастую в метапороде сохраняются в наночастицах реликты минералов от прежних стадий либо появляются мельчайшие зачатки более высокотемпературных новообразований. Но эти детали не устранили принципиального подхода к диагностике стадийности метаморфизма с помощью оптической поляризационной микроскопии.

Однако даже при таком условии не легко опознается рубеж начала метаморфизма. Желаящего углубиться в данную проблему читателя мы адресуем к работам (Япаскурт, 1999; 2005; 2008, б).

В заключение ко всему вышеизложенному отметим: в привязке к стадиям осадочного процесса ***генезис осадочных образований бывает гипергенным и седименто-диагенетическим*** (последний – у их большинства); ***эпигенезис реализуется в основном на различных и многих этапах стадий катагенеза и метагенеза***, которые вместе со структурно-вещественными свидетелями постседиментационных процессов станут главными объектами рассмотрения в следующих главах.

СВИДЕТЕЛИ (СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ПРИЗНАКИ) ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ И ПОРОДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

3.1. Ещё раз о методических приемах реконструкции осадочных и послеосадочных процессов

Недоступные напрямую наблюдению постседиментационные процессы оставляют о себе внутривидовые следы – структурные и вещественные признаки, которые доступны нашим расшифровкам – в большинстве своем с помощью оптических и электронно-микроскопических стадийных анализов (Махнач, 2000; Япаскурт, 1995; 1999; 2008, а, б). Многолетним опытом таких исследований установлено, что в составе большинства осадочных горных пород присутствуют как минимум две, а чаще – несколько групп минералов, разных по времени их образования и по происхождению (генезису). Их типоморфные признаки, а также сформированные ими структуры и некоторые текстуры (стилолиты, швы флюидоразрыва, кливаж, сланцеватость и др.) несут в себе ценную информацию о ка-тагенетических процессах, их механизмах и последовательной сменяемости на протяжении всего времени бытия изучаемой породы.

Расшифровку этой информации начинают генетической типизацией минеральных породообразующих компонентов (ПК) – сперва их разделением на две главные категории осадочных образований: I – аллотигенных, привнесенных к месту осадконакопления в твердофазном состоянии откуда-то извне, и II – аутигенных, то есть сформированных на этом же месте (но, возможно, в разное время) химическими, биохимическими или биологическим способами.

Аллотигенные ПК характеризуются, прежде всего, автономностью (независимостью от соседей) своей формы, вещественного состава (моно- либо полиминерального, либо органического) и своей внутриконтурной микроструктуры. Их контуры всегда отчетливы, формы различны – угловаты либо сферичны, чаще всего в промежуточном состоянии между угловатостью и сферичностью, а

иногда в виде прихотливо сочетающихся прямых и кривых линий. Впрочем, все это относится к категории ПК крупнее 10 мкм. Более мелкие (алевритовой и пелитовой фракций) имеют угловатую или пластинчатую форму.

По своей генетической природе такие ПК разделяются на пять видов. Первые два – это *обломочные* компоненты, представленные: 1 – *терригенными* (от лат. terra – земля), то есть продуктами разрушения пород сторонней эродлируемой суши и 2 – *эдафогенными*, или продуктами разрушения и переотложения осадков и пород дна водоема. Третий вид представлен *вулканогенно-обломочными* ПК, четвертый – *биогенными* фрагментами скелетов, тел и продуктов жизнедеятельности животных, фрагментами растительности; а пятый, экзотический – это чрезвычайно редкие находки *космогенных* образований. Конкретные особенности каждого из этих видов ПК можно почерпнуть из описаний в учебнике (Япаскурт О.В., 2008. б) на стр. 126–191 и др. Эта информация важна, прежде всего, для выполнения задач генетического анализа способов осадконакопления. Она же может быть ценной и для расшифровки некоторых постседиментационных процессов. В частности, уплотнение осадка или свежесформированной осадочной породы оставляет следы в искаженности изначальных форм аллотигенных ПК вследствие их механического деформирования либо хемогенного корродирования (см. ниже). А процессы литификации осадка в некоторых случаях оставляют следы в микроскопически заметных признаках метасоматического замещения вещества отдельных аллотигенных ПК новообразованными минералами. Но гораздо больше информации о катагенезе мы извлекаем при исследовании аутигенных минералов.

Аутигенные ПК отличаются аморфностью либо агрегатной кристаллическостью своего строения. В первом случае мы имеем дело с продуктами коагуляции коллоидов, а во втором – с итогом кристаллизации вещества из ионного раствора, а иногда с итогами переходов аморфной фазы в её кристаллическое состояние. Все эти процессы осуществляются *in situ*, но могут быть разновременными – седиментогенными, ранне – или позднедиагенетическими, ранне-, средне- или позднекатагенетическими, метаморфогенными. Конкретные признаки, по которым устанавливается временная последовательность формирования нескольких групп аутигенных минералов, описаны в книгах (Япаскурт, 1995; 2008, а, б). Таким путем эм-

пирически достигаются объективные сведения о этапности постседиментационного минералообразования, но привязка каждого такого этапа к определенной стадии осадочного процесса бывает в значительной мере условна. Теперь эти данные уточняются изотопией и датировками абсолютных возрастов аутигенных слюд и др. минералов – см. (Duttun, Timothy, 1990; Spotl, Matter, Brevart, 1993).

Интерпретируя их, надо принимать во внимание и тот факт, что от геологического прошлого осталась только часть таких следов, и не все сохранившиеся признаки ранних литогенетических процессов мы научились видеть. Поэтому СА можно уподобить работе лингвиста с истлевшими текстами на исчезнувшем языке. Тем не менее, благодаря трудам таких известных литологов, как Н.В. Ловинено, Л.Б. Рухин, П.В. Зарицкий, Г.В. Карпова, А.Г. Коссовская, А.В. Копелиович, В.И. Копорулин, В.И. Муравьев, И.М. Симанович, В.Д. Шутов и др. методика СА сделала существенные успехи, и продолжает теперь развиваться на системной, генетической и историко-геологической основах. Рассмотрим некоторые ее бесспорные аргументы в пользу внутрискратисферного перераспределения веществ.

3.2. Свидетели коррозионных и деформационно-коррозионных процессов искажения седиментогенных структур и донорства веществ для аутигенеза

Эти новообразования заметны в основном в породах обломочных и вулканогенно-обломочных, сложенных более чем на 50% своего объема аллотигенными ПК преимущественно кварцево-силикатного состава, иногда с прослоями глинистых, карбонатных, кремневых или фосфатных обломочных фрагментов. Там признаки коррозии видятся отчетливее всего в зернах песчаных фракций при оптических наблюдениях шлифов (рис. 3.1) и в зернах алевритовой размерности при наблюдениях в растровом электронном микроскопе (РЭМ) (рис. 3.2). Корродирование аллотигенных ПК опознается в петрографических шлифах по характерным зубчато-клиновидным углублениям (которые называются петрографами «коррозионные заливы»), нарушающими плавные очертания контура среза минерального зерна. А в препаратах РЭМ коррозионные наноструктуры имеют вид зубных кариесов или узких ущелий.

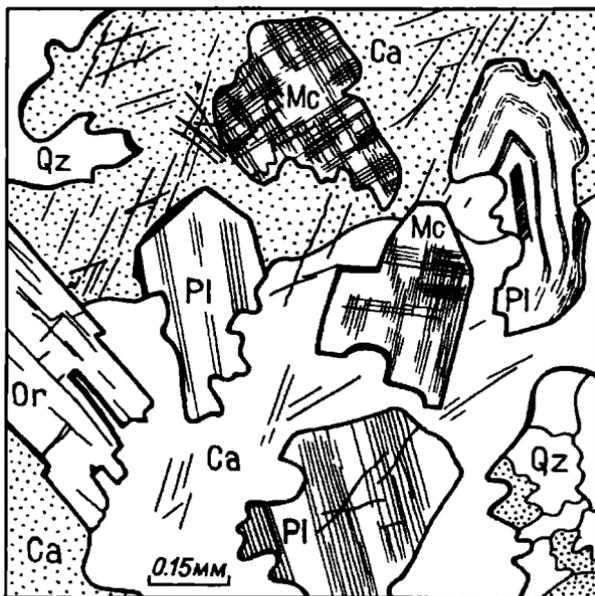


Рис. 3.1. Корродированные аллотигенные зерна кварца (Qz), плагиоклаза (Pl), микроклина (Mc) и ортоклаза (Or) в аркозовом песчанике с кальцитовым пойкилитовым крупнокристаллическим цементом (Ca). Мезозой. Тянь-Шань.

Зарисовка шлифа при скрещенных николях поляризационного микроскопа по Н.А. Минскому (1979)

В породах, которые претерпели глубинно-катагенетические изменения, широко распространено парагенетическое сообщество коррозионных и деформационных новообразований.

Это так называемые *микроструктуры гравитационной коррозии* аллотигенных (обломочных и вулканогенных) минеральных частиц стали известны, начиная с середины XX века: после работ отечественных литологов – А.В. Копелиовича (1965), Н.В. Логвиненко (1968) и американских – Ф.Дж. Петтиджона (1991) и др. Прочтя их, многие из нас стали обращать внимание на то, что очень часто в шлифах песчаников под микроскопом бывает заметно, как одно из обломочных зерен кварца или какого-либо силиката вклинивается в другое (соседнее с ним) зерно тоже кварца или силиката наподобие внедрения металлического шарика в пластилин под прессом (рис. 3.3).

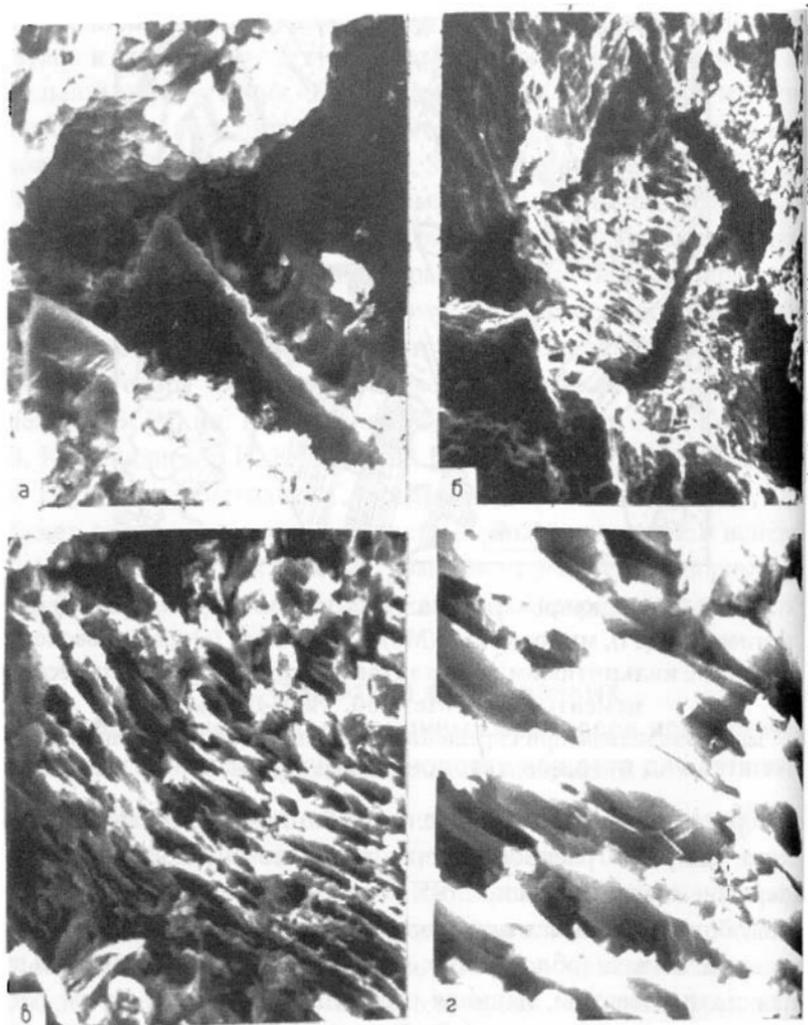


Рис. 3.2. Корродированные поверхности обломочных зерен плагиоклаза, наблюдаемые при увеличениях 1000 (а, б), 3000 (в) и 10 000 (г) растрового электронного микроскопа (РЭМ). В песчанике нижнего мела (хатырыкская свита) Китчанского выступа в Приверхоянском передовом прогибе; низовье р. Леписке – правого притока р. Лена (Япаскурт, 1992)

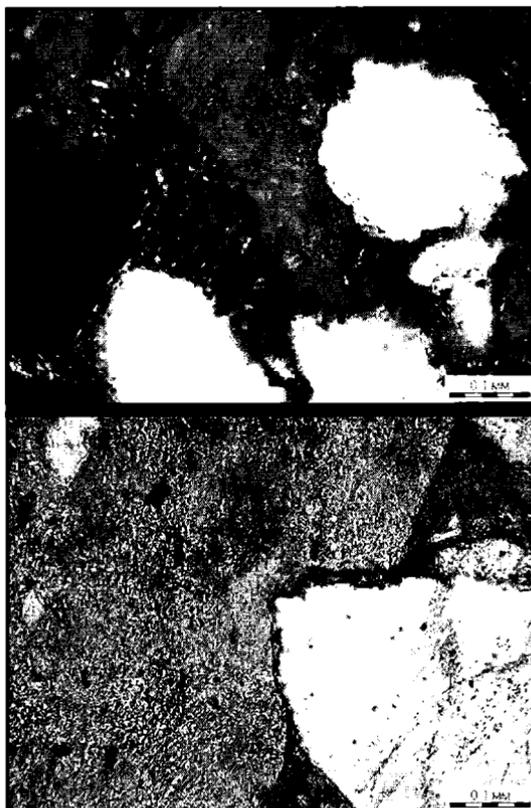


Рис. 3.3. Конформные (выпукло-вогнутые) контакты обломочных зерен кварца в песчанике – типичная микроструктура динамической коррозии.

Фото М.И. Тучковой, шлиф, поляризационный микроскоп, николи скрещены

Но в данном случае мы имеем дело с контактами веществ обоюдно твердых; ни одно из них не обладает свойством пластичности. Поэтому единственный вариант объяснения механизма данного явления сводится к химическому растворению под давлением одного из минеральных зерен, которое по какой-то причине уступило в крепкости своему соседу. Такой причиной могла стать либо анизотропия физико-механических свойств минерала в направлениях его разных кристаллографических осей, либо наличие в корродируемом зерне дефектов строения кристаллической решетки, либо обилие там же газово-жидких микровключений. Каждый конкретный случай

может находить разное объяснение или может быть непонятным, но массовость нахождения таких коррозионных микроструктур бесспорна. Удивительным может показаться то, что они распространены в терригенных формациях не только складчатых систем, где породы испытали нагрузки стресса (Pst), но гравитационная коррозия кварц-силикатных зерен песчаников и алевролитов присуща также нижним горизонтам чехла кратонов, где господствовали литостатические давления (Ps). А.В. Копелиович (1965) выявил такие новообразования в Приднестровье – в горизонтально лежащих толщах глинисто-песчаных пород нижнего палеозоя и неопротерозоя, которые в то время были вскрыты скважинами на глубине меньше 2 км.

Изучая морфологические признаки вышеупомянутых микроструктур, вышеназванный исследователь дал им укоренившиеся ныне наименования – это **конформные** (выпукло-вогнутые) сочленения обломочных зерен, **инкорпорационные** (клиновидные) внедрения зерна в зерно и **микростилолитовые** (пыльчатые) контуры их границ. Способ их возникновения объяснен А.В. Копелиовичем, а затем в 1968 году Н.В. Логвиненко так: кварц и твердые силикаты, будучи сдавленными, образуют каркас, воспринимающий основные нагрузки Ps и (или) Pst . Из-за очень малых – практически точечных площадей первоначального соприкосновения обломочных минеральных зерен векторы P внутри их каркаса распределяются очень неравномерно. В местах точечных контактов локализуются максимально высокие значения P . Они способны активизировать процесс химического растворения любого минерала. Этот глубинный процесс осуществляется при обязательном участии межзерновых водных флюидов и при повышенных T – от 50 до 200° С и более. Здесь возникает градиент различий между Ps (или Pst) на зерна, с одной стороны, и флюидным давлением – Pf там же. Эти различия порождают градиент неодинаковых концентраций растворенных элементов на контактах минеральных зерен и в промежутках между ними. Диффузия стремится выравнять эти концентрации. Однако рост Ps вновь и вновь создает неравновесное состояние раствора и погруженных в него зерен. В точках повышенных напряжений раствор периодически становится недонасыщенным, вследствие чего зерна продолжают растворяться. Рядом же на соседних (перпендикулярно ориентированных к вектору Ps или Pst) участках, где напряжения менее значительны, раствор периодически перенасыща-

ется. А перенасыщение – это фактор активизации аутигенного минералообразования. Оно бывает проявлено 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 др. минералов порового цемента в песчаниках (см. ниже, в 3.3).

Все это приводит к **массовой фазовой дифференциации** веществ (кремнезема, глинозема, щелочных и щелочноземельных элементов и др.) внутри пласта и между пластами, что на примере парагенетического единства коррозионных и регенерационных образований кварца песчаных пород было наглядно показано в работе (Симанович, 1978) (рис. 3.4).



Рис. 3.4. Растворение (вверху и внизу) и регенерация (в середине) обломочного кварца в песчанике на стадии глубинного катагенеза (Симанович, 1978). Шлиф, николи скрещены; размеры обломочных зерен от 0,25 до 0,5мм

Масштабы таких процессов, с первого взгляда, могут показаться весьма скромными, учитывая мелкие глубины коррозионных впадин и малые толщины регенерационных наростов в сечении шлифа – в большинстве своем порядка 1–10 мкм. Однако А.В. Копелиович (1965) числом и мерой доказал значимость этих природных явлений. Он привел расчеты геометрических соотношений между наблюдаемыми под микроскопом линейными размерами корродированных и регенерированных песчаных зерен и их объемами (исходя из того, что площадь круга пропорциональна R^2 , а объем шара – R^3 , где R – символ их радиуса). Предложив формулы пересчета толщины сечений сферических минеральных обломков на их объемы, этот исследователь показал, что наше зрительное восприятие срезе шлифа создает сильно заниженное представление о количественной стороне этого процесса. Например, в аркозовых песчаниках одного из горизонтов неопротерозоя Подолии обломочный микроклин 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, а это соответствует 0.21–0.25 частям поперечника исходного зерна. Здесь же ширина кальцитовой каймы вокруг корродированного микроклина были несколько большей – порядка 0.2–0.5 поперечника зерна. Далее 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 было сделано заключение о том, что в результате коррозии и регенерации обломочных частиц мелкопесчаной фракции при внешне мало заметном изменении их поперечных размеров *весьма внушительные количества веществ переходят в растворенное состояние и тем самым активно вовлекаются в процессы их внутрисферического перераспределения*. Очевидной предстала перед читателем грандиозность масштаба процессов постседиментационной фазовой дифференциации, в которую вовлечен даже обломочный силикатный материал, который прежде традиционно считали инертным породным компонентом. Отсюда оставался один шаг к выводу о вероятном постседиментационном перераспределении и вторичном концентрировании в породах ме-

таллов, извлеченных из изоморфных примесей в седиментогенном веществе (о чем применительно к свинцу написал А.В. Копелиович в его посмертно изданной монографии 1965 г.).

Однако работы с конкретным подсчетом баланса перераспределяемых веществ внутри отдельных толщ, внутри осадочных формаций и между ними с тех пор не появлялись ни у нас, ни в зарубежной прессе. Это – предмет *актуальнейшей задачи литологических исследований будущего*. Но ее решение представляется чрезвычайно трудным, потому что помимо кварцево-силикатного материала необходимо также учесть последствия трансформации кристаллических решеток множества глинистых минералов (см. ниже) и различных форм ОВ, а также карбонатов, сульфатов, фосфатов и др. компонентов осадочных отложений. Для расчета баланса поставляемых ими веществ для аутигенеза мы еще не располагаем необходимой геологической и математической базой. Но шаги, приближающие нас к решению данной проблемы, делаются в последнее 30-летие литологами, гидрогеологами и геохимиками. К таким шагам, помимо всего вышеописанного, относятся нижеследующие три аспекта свидетельств о внутрискратисферной миграции различных веществ: 1 – о парагенетическом единстве и генетических взаимосвязях постседиментационных текстур флюидоразрыва (описываются ниже) с микроструктурами инкорпорации терригенных частиц (Бочкарев, Евик, 1990); 2 – о эволюции системы вода-СО₂-алюмосиликаты в стратисфере (Шварцев, 1995, 2007); 3 – о фазовых превращениях карбонатов там же (Минский, 2007).

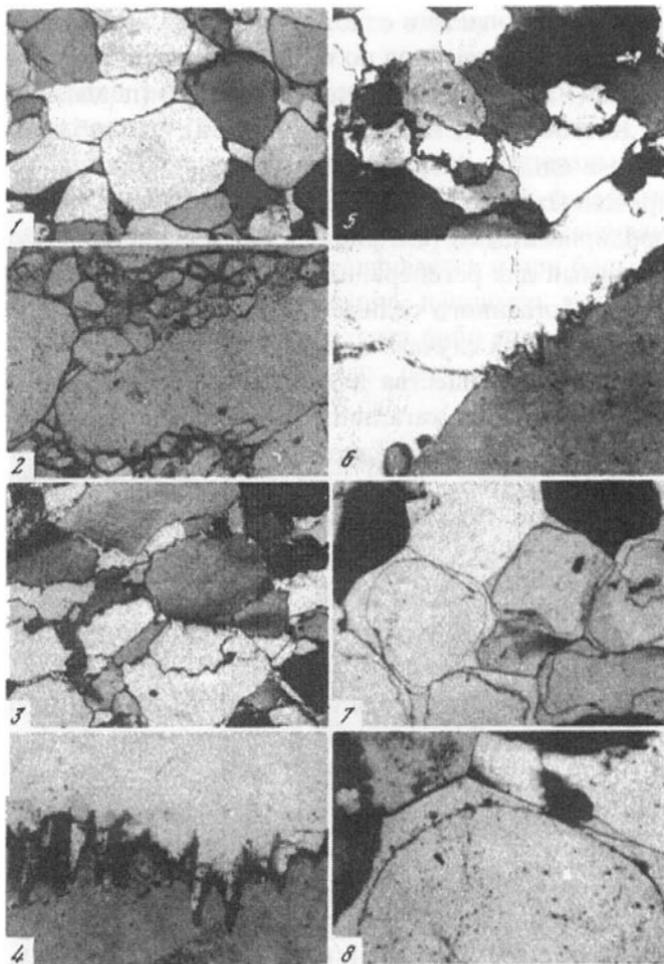
3.3. Свидетели процессов постседиментационного аутигенеза в порах и промежутках между аллотигенными ПК

Образования этих процессов наиболее отчетливо выражены в песчаниках и известняках с детритовой, обломочной, оолитовой и некоторыми биоморфными (коралловой, мшанковой) разновидностями седиментогенных структур. В этих породах аутигенные минеральные новообразования заполняют частично либо полностью все пространство между аллотигенными ПК, цементируя их. Известны варианты *пленочного, порового и базального* цементов, у которых минеральные компоненты уступают в своей величине раз-

мерам аллотигенных ПК. В иных случаях, когда аутигенные кристаллы (гипса, кальцита, минералы из группы цеолитов и др.) превысили размеры аллотигенных зерен и как бы поглотили их, цементы именуют *пойкилитовыми* (или «типа прорастания»). Вполне очевидно, что последние, а также базальные и некоторые поровые цементы возникают на самых ранних стадиях литификации (диагенез или начало катагенеза), то есть когда P_s было недостаточным для того, чтобы спрессовать каркас из аллотигенных ПК. В этих же условиях, а иногда позднее и глубже (при начале этапа уплотнения) формируется *регенерационный* вид цементов, упомянутый выше (см. рис. 3.4. и 3.5). Он возникает в результате возникновения и роста кристалла на поверхности аллотигенной «затравки» такого же состава. То есть, алевритовые и песчаные зерна кварца обрастают таким же кварцем, с одинаковыми ориентировками кристаллографических и оптических осей у них обоих; обломочные зерна плагиоклаза обрастают альбитом, калишпата – калишпатом, эпидота – эпидотом, граната – гранатом. Среди аллотигенных ПК карбонатного состава очень часто регенерируются членики криноидей и обломки игл морских ежей.

Суть понятия «регенерация» состоит в том, что минеральное кластическое зерно как бы стремится восстановить правильную кристаллическую форму своего минерала. Иногда это получается, но чаще этому мешают соседние зерна, вследствие чего регенерационное новообразование приобретает извилистые контуры и такой же облик, как у цементов пленочных либо поровых. От них регенерационное новообразование легко отличимо при наблюдении шлифа в поляризационном микроскопе со скрещенными николями и полном повороте его предметного столика со шлифом. В этом случае регенерационное новообразование дважды «угаснет» и «просветлеет» строго синхронно со своим обломочным зерном, так как оба они представляют единый кристалл, который поглотил в себя множество наночастиц, изначально покрывавших их поверхность материнского зерна.

Очевидно, что процесс регенерации мог быть реализован только в водном флюиде, когда-то заполнившем поры и промежутки между аллотигенными ПК. А вопрос о том, откуда бралось необходимое для регенерации вещество, решается в каждом конкретном случае по-разному.



1 и 5 – конформно-регенерационная структура, 2 – инкорпорация мелких зерен в крупный обломок, 3 – микростилолитовые контакты; 4,6 – то же при большем увеличении; 7,8 – регенерация, отчетливо заметная благодаря нитевидным оторочкам непрозрачных микроагрегатов оксида железа вокруг окатанных обломков – это явная граница раздела между аллотигенными компонентами и аутигенными новообразованиями, создающими ложную видимость «неокатанности» обломков.

Рис. 3.5. Растворение и регенерация обломочного кварца в шокшинском песчанике на стадии глубинного катагенеза, или глубинного эпигенеза по (Симанович, 1978). Шлифы, николи скрещены, размеры обломочных зерен от 0,25 до 0,5 мм

Во-первых, очень часто в отложениях, относимых к стадии глубинного (позднего) катагенеза по классификациям Н.В. Логвиненки (1968), автора (Япаскурт, 1995) или глубинного (позднего) эпигенеза по А.Г. Коссовской и В.Д. Шутову (1955), мы наблюдаем сосуществование в едином пласте или в соседних пластах песчаников регенированных обломочных зерен с такими же по составу зернами корродированными (см. рис. 3.4). Это свидетельствует о том, что необходимый для регенерации кремнезем и др. вещества заимствованы из собственного седиментофонда (по крайней мере, частично, но в некоторых случаях полностью).

Другой источник вещества для регенерации кварца в условиях самой начальной стадии катагенеза (регионального эпигенеза), когда гравитационная коррозия аллотигенных ПК отсутствовала либо была в зачаточной форме, описал В.И. Муравьев (1983) применительно к пластам кварцевых песков и песчаников, залегающих среди глинистых трепелов и опок. Последние представлялись поставщиками кремнезема в водоносные горизонты, которыми служили пески вплоть до этапа своей цементации регенерационным кварцем.

Третий (наиболее распространенный) источник – кремнезем, выделяемый вместе с конституционной водой из кристаллических решеток смектитов при их трансформациях в иллиты или хлориты на стадии глубинного катагенеза (см. ниже). Это процессы так называемого элизионного катагенеза (Холодов, 1983), при котором из глинистых пластов в соседние с ними песчаники или известняки выжимаются гигантские количества перегретой воды ($T = 100^{\circ}\text{C} \pm 20^{\circ}$) с растворенными в ней SiO_2 и др. веществами, из которых кристаллизуются впоследствии аутигенный (регенерационный) кварц, а в иных условиях – карбонаты, сульфаты и др. минералы (Анфимов, 1997).

Возвращаясь к цементам песчаных пород пленочного, порового и базального видов, задержимся на проблеме *диагностики аутигенного глинистого вещества*. Надо обратить внимание читателей на то, что в очень часто находимых в природе глинистых песчаниках и гравелитах геологи все глинистое межзерновое вещество автоматически причисляют к «цементу», а под этим словом может скрываться глубокая ошибка в трактовке их генезиса. Надо отчетливо представлять себе, что *цементом обломочной породы именуются только агрегаты аутигенных минералов*, а все то, что скопилось в межзерновых промежутках при седиментогенезе – алеврито-

во-глинистый либо карбонатный ил – именуют иначе: *заполнителем* либо *матриksom* (англ. *matrix*), по Ф.Дж. Петтиджону (1981). Без микроскопии разобраться в этом невозможно. Наиболее уверенную диагностику позволяет сделать изображение пелитовой фракции в РЭМ. В случаях её аутигенности, минеральные частицы хлоритов, слюд, каолинита и др. группируются фигуративно, как показано на рис. 3.6. В составе матрикса они перемешиваются хаотично. Иногда аутигенность устанавливается и при больших увеличениях поляризованного микроскопа, например, когда мы видим шиповидные вrostки листочков иллита либо хлорита в края корродированных или регенирированных песчаных обломков кварца, плагиоклаза и др. силикатов (рис. 3.7).



Рис. 3.6. Упорядоченное распределение пластинчатых чешуек хлорита в цементе песчаника свидетельствует об аутигенном генезисе этого минерала (на одной из постседиментационных стадий). Фотографии скола в растровом электронном микроскопе

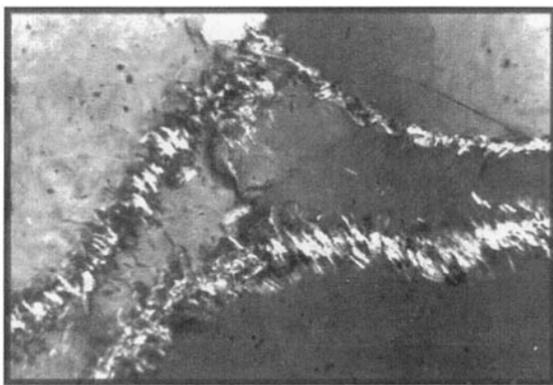


Рис. 3.7. Шиповидные вrostки аутигенной слюды (белые «иглочки») в края обломочных кварцевых зерен в метапесчанике (Симанович, 1978). Шлиф, поляризацiонный микроскоп, николи скрещены; длина по горизонтали – 0,25 мм

Любое упорядоченное структурирование частиц мельче 1 мкм является свидетельством их постседиментационной кристаллизации в заполнившем поры растворе. Такое может произойти лишь в тех

генетических типах песчаных или детритовых карбонатных осадков, которые изначально (до стадии диагенеза) были промыты или продуты ветром от матрикса. Это отложения песчаных прибрежно-морских баров, пересыпей береговых дюн, некоторых фаций руслового аллювия. Напротив, присутствие матрикса блокирует любые виды аутигенеза (включая регенерацию). Это свойственно генетическим типам отложений делювия, пролювия, лагун и отложениям турбидных потоков на дне озер, морей и др. На стадии катагенеза вещество их матрикса испытывает (вместе с веществом глинистых пластов) не заметные визуально, но очень существенные по сути трансформации (описаны ниже, см. п. 3.5.), рождающие элизонный водный флюид.

3.4. Свидетели метасоматического аутигенного минералообразования и диффузионных процессов

Их чаще всего мы видим в карбонатных и кремнистых породах: доломитизация некоторых известняков и трепелов, диатомитов, радиоляритов; превращение в магнезиты исходных известняков и доломитов; их же сидеритизация (Анфимов, 1997). Отличить от обычного аутигенеза трудно. Для этого надо добыть свидетельства о том, что новообразованный кристалл вырос не в заполненной флюидом поре или в трещине, а сформировался на месте растворенного перед тем иного минерала. Чтобы уточнить это, вернемся к трактовке понятия «метасоматоз».

Классическое определение этому процессу дал Д.С. Коржинский в 1936 и 1953 гг., который под *метасоматозом предлагает понимать всякое замещение горной породы с изменением химического состава, происходящее как в экзогенных, так и эндогенных условиях, при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что в течение процесса замещаемые горные породы все время сохраняют твердое состояние.*

Метасоматическое замещение по своей природе может быть разделено на реакционное и диффузионное, а по характеру соотношений исходных минералов с продуктами их замещения – на псевдоморфизацию и метасоматическое замещение с переложением. При этом процессы реакционного и диффузионного замещения тесно взаимосвязаны. Они совершаются не только через капилляры и ре-

акционные пленочные растворы, но и сквозь кристаллическую решетку, легко проницаемую для многих ионов. По характеру переноса вещества метасоматоз подразделяют на диффузионный, инфльтрационный, ионно-диффузионный. В большинстве случаев он совершается посредством взаимодействия минералов горной породы с жидким или газообразным раствором.

Следует обратить внимание на то, что к метасоматозу не относятся следующие процессы: 1 – образования в горных породах пустот выщелачивания и последующего (не синхронного) их выполнения новым минеральным агрегатом; это аутигенез и 2 – преобразования породы, связанные с изменениями в них содержания только воды и углекислоты.

Наиболее характерным порождением метасоматических процессов в осадочных породах служит образование минеральных псевдоморфоз – как следствие установленного Линдгреном «закона постоянства объемов» при замещении, всегда сопровождаемым существенным привнесом-выносом вещества. Осуществляясь на атомно-молекулярном уровне через посредство химических реакций в системе горная порода – поровый раствор, метасоматические процессы оказались своего рода буфером или, точнее, инструментом приспособления состава породы к менявшимся условиям окружающей ее среды. Другим заметным свидетелем метасоматоза служит наличие в породе порфиробластических включений какого-либо хорошо окристаллизованного минерала, который при наблюдении его в петрографическом шлифе имеет облик образования явно наложенного на прочие структурно-текстурные породные признаки, то есть более позднего по происхождению, чем они. Грани такого кристалла не приспособляются контурам иных седиментогенных и постседиментогенных компонентов породы, а как бы «срезают» их. Примеры см. на рис. 3.8 и 3.9, где показаны признаки метасоматической доломитизации оолитового известняка (см. рис. 3.8) и у песчаника, который до того претерпел погружение более чем на 5 км и был подвержен процессам гравитационной коррозии, частичной регенерации и кристаллобластеза своих обломочных зерен (см. рис. 3.9).

Проявления метасоматоза на стадиях диагенеза и катагенеза многими литологами только молчаливо подразумевались или упоминались как бы мимоходом. Между тем масштабность этого процесса при литогенезе явно недооценивались, а при обнаружении его

следов их зачастую трактовали как признаки непременно эндогенной термально-флюидной «проработки» осадочной породы. В связи с этим следует напомнить, что метасоматический процесс всегда протекает в ходе уравнивания изначально неравновесной минерально-флюидной системы, а именно такую систему представляют собою вступившие в стадии литификации осадки.



Рис. 3.8. Метасоматическая доломитизация оолитового известняка среднего девона в Южном Марокко. Зарисовка шлифа Дж. Грин-смитом (1981). Аллотигенные оолиты сцементированы кристаллически зернистым аутигенным кальцитом (диагенетической стадии). Более поздние новообразования – ромбоэдры доломита, заместившего кальцит в оолитах и цементе. Свидетельство – секущие границы ромбоэдров с прочими пороодообразующими компонентами

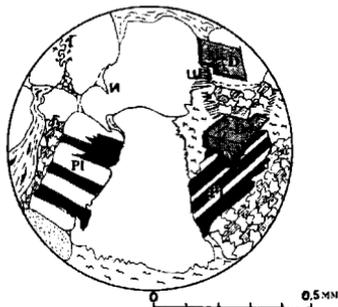


Рис. 3.9. Включения кристаллов аутигенного доломита (D) поздней генерации (регрессивно-эпигенетическая стадия), наложенные на структурно-минеральные изменения глубокого катагенеза и раннего метагенеза в песчанике Т₃ Колтогорско-Уренгойской впадины Западно-Сибирской плиты (скважина СГ-6, глубже 5,5 км). Шлиф, зарисовка. Белым цветом изображены обломки кварца, с крапом и штриховками – литокласты, P1 – обломки плагиоклаза; отчетливо видны вторичные структуры: конформные (выпукло-вогнутые) контакты обломков, локальная инкорпорация (И), а также рекристаллизационно-грануляционный бластез кварца (Г) и шиповидные вросстки аутигенной слюды (Ш). (Япаскурт, 2008)

Выявление признаков метасоматического минералогенеза *косвенно* приводит нас к заключению о былых диффузионных процессах.

Процессы диффузии в жидкой и твердой фазах имеют чрезвычайно важное значение для обеспечения метасоматического аутигенеза. Диффузия вездесуща, в том числе и в стратисфере. А.Е. Ферсман считал ее одним из особенно важных проявлений свойств материи, с которыми связано разнообразие окружающей нас природы. Он писал, что отдельные вещества пробивают себе дорогу сквозь твердые тела подобно тому, как капли ртути под давлением проникают через деревянную доску. Далее он очень образно описывает процесс кристаллообразования с участием диффузии, который вполне применим к аутигенезу. Приводим его дословный пересказ. Когда кристалл растет под влиянием заложенных в нем сил взаимного притяжения, он извлекает из окружающего раствора необходимое ему вещество. Вокруг кристалла образуется зона, более бедная данным веществом, чем остальная масса раствора. Но силы диффузии стремятся пополнить эту зону новым притоком вещества. Таким образом, вокруг растущего кристалла происходит ряд движений и переносов вещества. В основе явлений кристаллизации лежит сила притяжения, с одной стороны, и сила диффузии – с другой. Однако в природе такая кристаллизация идет не только из водных растворов, циркулирующих по свободным трещинам, она может идти и в более или менее сформировавшейся породе, в затвердевавшем осадке глины или песка. Шире и интенсивнее всего сказываются явления диффузии в самой твердой земле (включая стратисферу). Здесь в мельчайших капиллярах и в трещинках, прорезающих породы, идут незаметно медленные, но огромные по своим результатам процессы миграции вещества. Этим сказано все самое существенное о роли диффузионных процессов.

3.5. Свидетели дегидратации и донорства аллотигенных слоистых силикатов вследствие процессов трансформации их кристаллических структур

Трансформации минералов – это понятие было введено французским исследователем глин Ж. Мило (1968) как преобразование минерала в иной вид, осуществленное с сохранением изначального структурного плана кристаллической решетки, внутри которой от-

дельные катионы или анионы замещаются на привнесенные извне другие, с сохранением общего баланса уравнивающих электрических зарядов. При этом физические (оптические в том числе) свойства вещества претерпевают принципиальные изменения. Особо подчеркнем, что этот процесс реализуется целиком в твердофазной среде, совершенно без признаков растворения и новой кристаллизации (то есть без фазовых переходов, чем механизм трансформации принципиально отличен от описанного в п. 3.3 процесса аутигенеза).

Признаки проявления трансформационных процессов малозаметны. Их детальное описание содержится в работах (Коссовская, 1962; Дриц, Коссовская, 1990). Там сказано, что при больших увеличениях поляризационного микроскопа А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов в середине прошлого века выявили трансформации терригенных биотитов в иллит-хлоритовые пакеты песчаников перми и мезозоя Верхоянского складчато-надвигового пояса и Приверхожского передового прогиба, и тогда же похожие изменения биотитов в песчаниках карбона Донецкого бассейна зафиксировал Н.В. Логвиненко (1968). Потом аналогичные этим же процессы описал в различных регионах автор (Япаскурт, 1992; 1999).

Под микроскопом наблюдалось, как по мере развития трансформационного процесса (сверху вниз по геологическому разрезу) пластины биотита утрачивают характерный для них плехроизм, и частично, а затем и полностью замещаются чешуями хлорита и светлой слюды. Между этими чешуями вклиниваются линзочки аутигенного кварца и микрокристаллики титаномагнетита, анатаза и мельчайшие (мельче 1 мкм) иголки рутила (рис. 3.10). В конечном счете, на границе стадий глубинного катагенеза и метagenеза терригенный биотит полностью замещается агрегатными скоплениями вышеупомянутых глинистых минералов с примесями оксидов железа и титана. Это объяснялось тем, что кристаллическая решетка биотита отдавала избыток кремнезема, железа и титана, принимая катионы калия (для новообразованных иллитов). В конце прошлого века американские исследователи подтвердили это высокоточной рентгенографией, см. в иллюстрациях (Дриц, Коссовская, 1990).

Рентгенографические исследования подтвердили чрезвычайно широкое распространение трансформационных процессов преобразования глинистого вещества. Было доказано, что во многих текто-

нических впадинах в стратифицированной среде при приближении к изограде $100^{\circ}\pm 20^{\circ}\text{C}$ резко активизируются процессы трансформаций кристаллических решеток глинистых минералов совместно с процессами их обезвоживания. Такие процессы совершаются под влиянием изменившихся условий (T , pH , Eh) окружающей среды, и совершаются без фазовых изменений вещества (то есть без его растворения и новой кристаллизации из растворов).

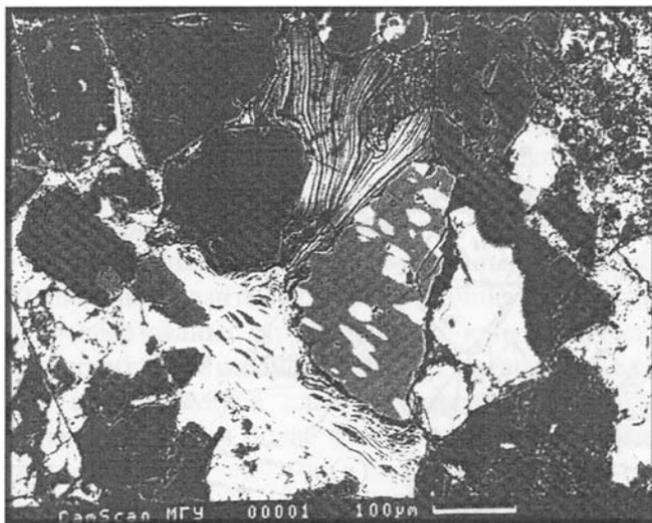
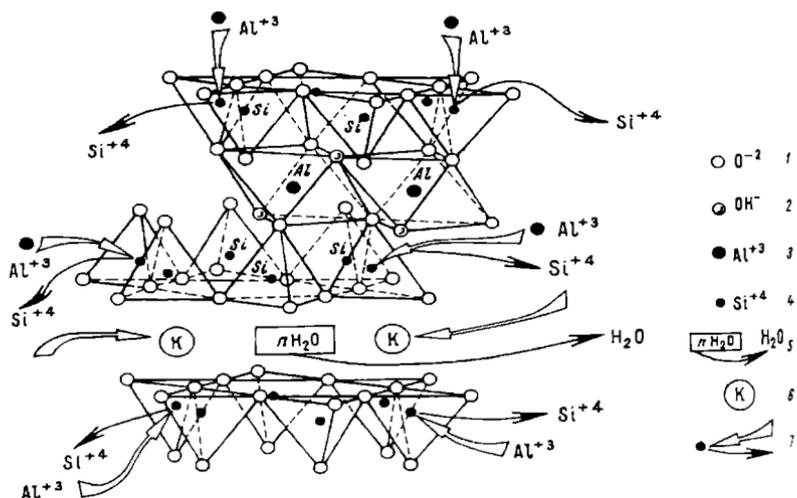


Рис. 3.10. Продукты трансформаций деформированных чешуй кластогенного биотита в аркозом песчанике нижнего мела Приверхоанского прогиба. Шлиф, николи скрешены.

Негатив фотографии. Светлые полосы – пластины вторичного хлорита, серые полосы – иллит; темно-серые клинья – аутигенный кварц, возникший за счет излишков кремнезема, выносимого из биотитовой кристаллической решетки. По О.В. Парфеновой (Япаскурт, 1999)

Особенно масштабно (а внешне менее заметно) совершаются трансформации седиментогенных глинистых минералов, в особенности, *сметитов* – различных монтмориллонитов, бейделлитов, нонtronитов, сапонитов и других – у них при $T = 70-80^{\circ}\text{C}$ и выше начинают активизироваться процессы ухода межсолевых молекул H_2O совместно с ОБ и обменными катионами (Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+}), а в тетраэдрических элементах кристаллической решетки осуществляется частичная замена каждого 3-го катиона Si^{+4} на анион Al^{+3} ,

обладающий меньшим ионным радиусом (рис. 3.11). Этим процессом нарушается баланс кристаллических зарядов. Он тут же восстанавливается привнесом в межслоевое пространство (на место «выдавленной» молекулы воды) катионов K^+ . Источником последних могут послужить корродируемые полевые шпаты и др. минералы в соседних слоях алевритовых, песчаных пород либо кислых эффузивов. Таким путем совершается межслоевой обмен веществом: из глины в песчаники поступают растворы SiO_2 (пополняющие резерв кремнезема, необходимого для развития кварцевого регенерационного цемента), а в глины привносится из песчаников K^+ , что влечет за собой трансформацию смектита в диоктаэдрическую слюду – *иллит*.



1–2 – анионы в вершинах тетраэдрических и октаэдрических позиций; 3–4 – катионы внутреннего выполнения этих позиций; 5 – межслоевая молекула воды (вместе с ОБ и обменными катионами); 6 – катион калия; 7 – направления миграции компонентов, привносимых в кристаллическую решетку (полая стрелка) и выносимых из нее (черная стрелка).

Рис. 3.11. Принципиальная схема процесса трансформирования кристаллической решетки монтмориллонита в иллитовую

В некоторых случаях, когда песчаные породы имели граувакковый состав или в разрезе присутствуют прослои туфов и вулканитов основного состава (насыщенных железом и магнием), в решетки трансформируемых смектитов вместо калия поступают в массовом количестве катионы Fe^{2+} и Mg^{2+} . Они совместно с анионами OH^- и

O^{2-} формируют пакеты октаэдрических слоев, и в итоге возникает новообразованный *хлорит*.

Зоны трансформаций смектитов в иллиты или хлориты имеют толщины порядка многих сотен метров. Процессы эти осуществляются не сразу, а через переходные, так называемые, *смешанослойные* образования, в которых часть слоев трансформирована, а другая часть на какое-то время сохранилась в прежнем виде. Постепенно, сверху вниз по разрезу %-ные соотношения исходных и трансформированных слоев внутри глинистого кристалла меняются в сторону увеличения последних. При равных их количествах (30%) смешанослойный минерал получил собственное наименование: *ректорит* (слюда+смектит в равных пропорциях) либо *корренсит* (хлорит+смектит). Полная их трансформация в слюду или хлорит завершается синхронно с предельным уплотнением породы (пористость 5–2%), превращаемой в аргиллит.

В термобарических условиях максимальной напряженности трансформационные иллиты и хлориты начинают испытывать политипные преобразования структур своих кристаллических решеток. Иллиты политипной модификации 1М превращаются в серицитоподобную слюду 2М₁, а хлориты, также меняя политипную модификацию, становятся более магниезальными и менее железистыми.

Трансформации структур слоистых силикатов могут осуществляться в двух противоположных направлениях, названных Ж. Милло (1968, с. 245) деградацией и аградацией. *Деградацией* он именует «отрицательные» преобразования, связанные с выветриванием и выносом вещества, а *аградацией* – «положительные» преобразования, связанные с ростом кристалличности структуры и присоединением вещества. В такой трактовке все вышеперечисленные варианты трансформаций относятся к аградационной категории.

Примеры деградации иные; это ряды: 1) иллит → смешанослойный → вермикулит → смешанослойный → монтмориллонит диоктаэдрический; 2) биотит → гидробиотит → вермикулит → монтмориллонит триоктаэдрический; 3) биотит → хлорит → смешанослойный → вермикулит → монтмориллонит диоктаэдрический.

Аградационные процессы будут осуществляться в обратном порядке (справа налево). Они сопровождаются выделениями значительных количеств конституционной воды. Судя по расчетам аме-

риканского минералога И. Берста (I.F. Burst), опубликованным в 1989 г, в ходе гидрослюдизации (иллитизации) минералогически «чистого» монтмориллонита из него должна выделяться вода в количестве 10–15 % исходного осадка. Российский гидрогеолог А.А. Карцев (1982) посчитал эту цифру завышенной, но и при этом условии объём водоотдачи от трансформируемых при катагенезе глин получается внушительным.

Например, В.Н. Холодов (1983), опираясь на данные И. Берста произвел расчет количества дегидратированной воды применительно к Восточно-Кавказскому кайнозойскому осадочному бассейну, и пришел к выводу о том, что 1 м^3 монтмориллонитовой глины майкопской свиты генерирует до 110 кг воды. А её общее количество за последние 10 млн. лет, по расчетам этого ученого, составило гигантскую цифру 10^{12} т (если принимать среднюю мощность майкопской свиты за 1 км, а площадь осадочно-породного бассейна за 9000 км^2). Эта цифра только на один порядок уступает массе воды в современном Каспии ($75 \cdot 10^{12} \text{ т}$).

Источниками H_2O , помимо смектитов, могут оказаться трансформации других минералов, а также постседиментационные преобразования рассеянного ОВ, которые хорошо известны из работ специалистов нефтяной геологии Н.Б. Вассоевича, В.Н. Волкова, О.К. Баженовой и др. Но эти процессы узнаются косвенно, не относясь к категории прямых свидетелей.

Можно присовокупить к этой же группе процессов *дегазации* породных компонентов. Наглядные примеры ее описывались В.Н. Холодовым (1983), который объяснял неустойчивость значительной части рассеянных в породе карбонатных включений реакциями гидролиза, экспериментально обоснованными в работах 1967 г. гидрогеологов И.Г. Киссина и С.И. Пахомова. Их исследования показали, что при давлении насыщенного пара и нагревании от 75 до 120°C с дистиллированной водой карбонаты гидролизуются по схеме:



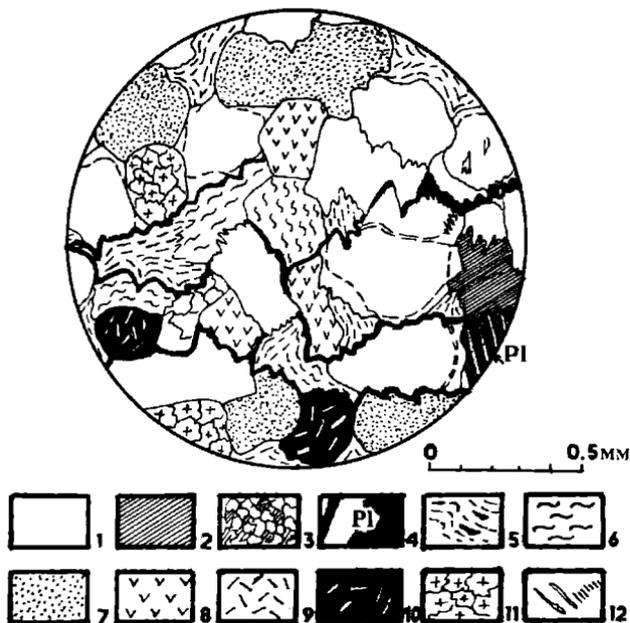
При этом первыми гидролизуются карбонатные соединения железа (сидерит), за ними – магниезиальные карбонаты и близко к температуре $+120^\circ\text{C}$ с водой реагирует кальцит. Было установлено, что примесь в этой системе магниезиальных силикатов (монтмориллонита) интенсифицировала данный процесс.

3.6. Свидетели внутрипластовой миграции флюидов. Швы флюидоразрыва. Кливаж

Формирование швов флюидоразрыва распространяется на широкий спектр пород (терригенных, глинистых и др.), прошедших через различные этапы катагенеза и метаморфизма. Относительно наличия таких текстур среди докембрийских метаморфитов, вскрытых Кольской сверхглубокой скважиной, стало известно относительно недавно (Кольская ..., 1984). Аналогичные текстуры известны также в песчаниках палеозоя на глубинах 5–5,5 км в Днепровско-Донецкой впадине, а также песчаниках триаса на аналогичных глубинах в Колтогорско-Уренгойской депрессии Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты, где породы претерпели изменения, отвечавшие началу метагенеза (Япаскурт и др., 1994) (рис. 3.12), и в глинистых породах там же и в толще нижнего майкопа Центрального Предкавказья (Бочкарев, Евик, 1990). Их морфология такова: заполненные непрозрачным тонкодисперсным ОВ трещины с субгоризонтальной ориентировкой и ветвистой конфигурацией, местами похожие на стилолитовые швы. Они пространственно тяготеют к слоям, обогащенным растительными фрагментами ОВ и (или) терригенной слюдой либо к границам между разными гранулометрическими разностями в едином пласте. Такое их местонахождение внутри слоистой толщи объяснимо тем, что при высоком P_f газодовые флюиды раздвигали ее вдоль участков с наименее крепкой цементацией.

Механизм и модель формирования таких текстур, подкрепленная математическими расчетами, достаточно убедительно обоснована в (Бочкарев, Евик, 1990; см. фиг. 2 на с. 63). По их данным, за один цикл флюидоразрыва в глинистой толще нижнего майкопа 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, порядка 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/см³ в плоскостях удара перешли в аргиллиты со средней плотностью 2.41 г/см³. И тут же, в местах наличия тонких алевролитовых слоев, наблюдались нетипичные для

изученных глубин (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 ($>300^{\circ}\text{C}$)» (Бочкарев, Евик, 1990 с. 64). Как известно, ΔT – один из факторов, который помимо P_3 и P_1 активизирует процесс инкорпорации.



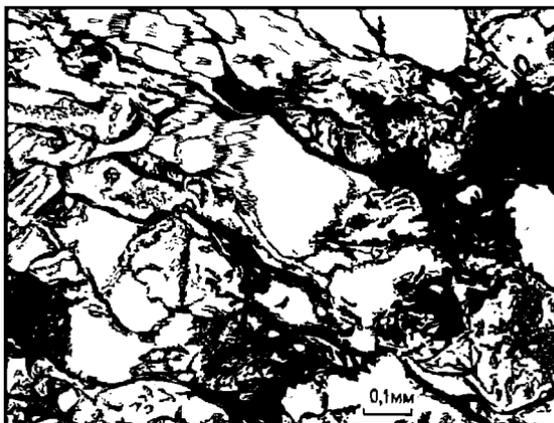
1 – кварц обломочный и аутигенный (отделен пунктиром) в состоянии просветления при скрещенных николях; 2 – то же, в состоянии погасания; 3–11 – обломочные компоненты: 3 – гранобластовые кварцевые агрегаты мозаичным погасанием; 4 – плагиоклазы; 5 – сильно хлоритизированный биотит с включениями непрозрачных рудных минералов (черные); 6 – глинистые породы; 7 – алевролиты; 8 – кремни; 9 – эффузивы кислые; 10 – эффузивы средние или основные; 11 – жильные породы с афанитовой структурой (кислого состава); 12 – аутигенная серицитоподобная слюда.

Рис. 3.12. Микростилолитовые швы флюоридоразрыва (черные зигзаги) в претерпевшем процессы глубинного катагенеза и метагенеза кварцево-граувакковом песчанике триаса Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6 на глубине 5,5 км. Зарисовка шлифа в поляризационном микроскопе О.В. Япаскурта

Очевидно, что вышеотмеченный парагенез швов флюидоразрыва и инкорпорационных микроструктур не случаен. Он генетически обусловлен, и является одним из свидетельств *дискретности и нелинейного характера флюидно-минералогических процессов в стратифере*.

Строго фиксированных уровней для появления такого рода текстур не существует по той причине, что их возникновение обуславливается аномально-высоким давлением флюидов, а последнее в каждом случае зависит от множества очень разных факторов, связанных и с составом, и со строением конкретной формации, и с режимом тектонических перестроек осадочно-породного бассейна и с иными причинами. Вышесказанное отчасти распространяется и на процессы кливажирования пород.

Кливажирование (рис. 3.13), бывшее прежде объектом внимания преимущественно у тектонистов, ныне подверглось глубоким литологическим исследованиям В.А. Галкина (1988, 1993), М.А. Гончарова (1988), В.Г. Талицкого (1989) и И.М. Симановича (2007). Полученные ими результаты заслуживают самого пристального внимания. Остановимся на них подробнее.



Линзовидные микролитоны разделены волнистыми непрозрачными швами черного цвета (заполнены углеродистыми и сульфидными наноконпонентами). Внутри микролитонов песчаные зерна кварца (белые) в поперечных сечениях слегка корродированны, в продольных – регенерированы, удлинены и снабжены щеточками аутигенных чешуек слюды и хлорита.

Рис. 3.13. Зарисовка шлифа кливажированного метапесчаника каменноугольного возраста из сетчанской свиты верхоянского складчатого комплекса на хребте Орулган, по О.В. Япаскурту (1992)

До относительно недавнего времени возникновение кливажа объяснялось геологическими моделями, основанными на чисто механических эффектах. Новаторская роль исследований троих из вышеперечисленных ученых кафедры динамической геологии МГУ состояла в том, что в основу созданной ими модели предложено положение о важнейшей роли физико-химической дифференциации вещества в формировании деформационных структур и текстур, их внешней и внутренней морфологии. В.А. Галкин (1988) писал по этому поводу, что деформационный механизм кливажирования должен: 1 – обеспечивать направленную дифференциацию вещества при деформациях в консолидированных породах; 2 – протекать в условиях не выше зеленосланцевой фации метаморфизма (т.е. при дифференциальных напряжениях, не приводящих к массовым внутризерновым деформациям); 3 – обеспечивать перпендикулярность кливажа сжимающим напряжениям; 4 – обеспечивать развитие кливажных зон на границах зерен или вдоль крыльев микроизгибов.

Далее этот исследователь подчеркивал, что в качестве механизма, удовлетворяющего вышеперечисленным условиям, выбрана компрессионная ползучесть, в полной форме описываемая цепью: растворение под давлением – перенос – осаждение (кристаллизация). То есть тектонические напряжения вызывают в породе в соответствии со структурой зоны локализации повышенных и пониженных напряжений. В местах повышенных напряжений некоторые минералы (кварц, кальцит, плагиоклазы и др.) растворяются, и их вещество мигрирует диффузией или фильтрацией раствора в места пониженных напряжений. Слабая же растворимость другой части минералов (слюд, рудных) и РОВ обуславливает их остаточную концентрацию в местах растворения остальных компонентов. Эти «реститовые» области и представляют собой кливажные зоны. Их возникновение «сопровождается изменением состава минералов за счет выноса подвижных элементов, локальными метаморфическими изменениями в кливажных зонах, однако широко проявленных новых минеральных ассоциаций не возникает. Процесс образования кливажа, следовательно, имеет в общем изофациальный характер» (Галкин, 1988, с. 5).

Таким образом, мы видим, что формирование кливажа (в основном на стадиях метагенеза или зеленосланцевого метаморфизма, реже при катагенезе) представляет собою совокупность множества элементарных процессов: уплотнения, растворения под давлением, диффузии, инфильтрации, аутигенеза и проч.

Предложенная В.А. Галкиным модель устанавливает причинные связи между морфологией новообразованной текстуры, первичными структурой и составом породы, а также деформацией. Дальнейшее углубление исследований позволило ему аргументировать наличие генетического единства кливажа с жилами кварцевого, карбонатного и др. состава, выполнявшими пустоты в трещинах отрыва, а также с «бородами нарастания» аутигенных слюд, хлоритов и др. минералов вокруг обломочных компонентов. Опираясь на это заключение, он писал о кливажном (или сокливажном) структурном парагенезе как основном парагенезе слабометаморфизованных пород (см. ниже, п. 3.9). В формировании такого парагенеза подчеркивалось важнейшая роль флюидов.

3.7. Свидетели внутростратиферных давлений: литостатических (P_s), стрессовых (P_{sf}) и флюидных (P_f)

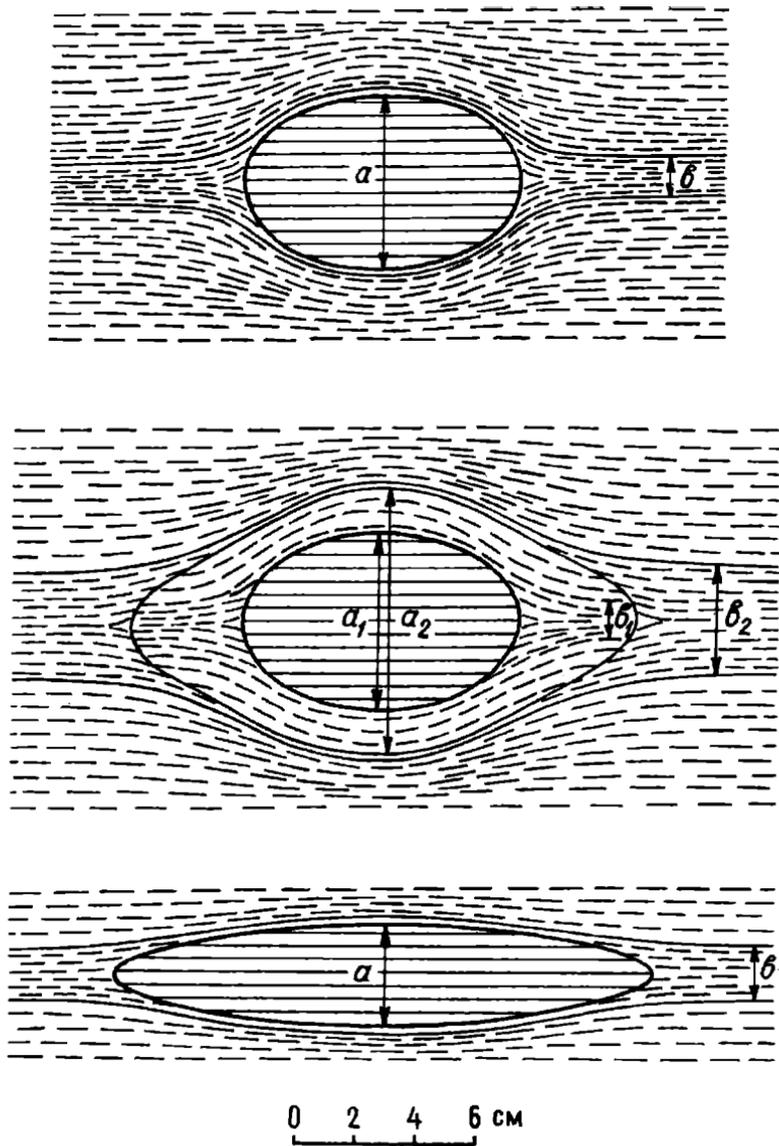
Признаки разных видов давления, влиявшего на механогенные и хемогенные процессы породных изменений, фиксируются посредством микро- и макроскопических наблюдений над структурными и текстурными особенностями осадочных образований.

Явные следы P_s , наблюдаемые в шлифе поляризацонного микроскопа, описаны и проиллюстрированы в п. 3.2 (см. рис. 3.3) как микроструктуры гравитационной коррозии обломочных минеральных частиц в песчаниках. Доказательством того, что именно P_s служило причиной их возникновения, были подсчеты частоты встречаемости этих новообразований в слоях однотипных песчаников разной стратиграфической приуроченности внутри какой-либо серии терригенных пород с толщиной в несколько километров. В этом случае принадлежность песчаников к разным стратифицированным уровням адекватна разной глубине их максимального погружения при формировании осадочно-породного бассейна в геологическом прошлом. При этом породы нижних стратиграфических горизонтов испытали гораздо большие нагрузки P_s сравнительно с вышележащими слоями, из чего следует, что теоретически мы должны ожидать возрастание частоты встречаемости коррозионных микроструктур сверху вниз по разрезу осадочной серии. Именно такие факты засвидетельствовали в своих работах Н.В. Логвиненко (1968), А.Г. Коссовская (1962) и автор – Япаскерт (1992). Послед-

ний продемонстрировал это на многих объектах Приверхоянского передового прогиба, в нижнем течении р. Лены, где максимальная толщина нижнемеловой угленосно-терригенной формации составила не менее 4,5 м. Для чистоты эксперимента автор сравнивал между собою только те песчаники из разных свит этой формации, которые изначально не содержали межзернового глинистого и карбонатного заполнителя (матрикса), у которых обломочные частицы были хорошо промыты и взаимно соприкасались в осадке. Так вот, в самых верхах разреза господствовали точечные, прямолинейные и очень редкие конформные контакты между песчаными зёрнами кварца, плагиоклазов и др. силикатов. Сверху вниз по разрезу конформность учащалась до того, что в самых нижних слоях нижнемелового разреза и в подстилающих породах юры, триаса и верхней перми конформно контактировали более 50%, местами до 85% обломочных зёрен. Там же явно участились случаи клиновидных (инкорпорационных) внедрений зёрна в зерно и микростилолитовых сочленений минеральных частиц одинакового состава (см. табл. 23 на стр. 76). То есть, влияние литостатического давления на уплотнение пород здесь было несомненным.

Сложнее, но вполне возможно таким же способом выявить *последствия тектонического стресса (Pst)*. Их тоже выявил автор на территориях вблизи покровно-надвиговых структур сочленения Приверхоянского прогиба с Верхоянским складчатым поясом и внутри этого пояса (Япаскурт, 1992). В данном случае наблюдения под частотой встречаемости конформных и инкорпорационных микроструктур песчаников проводились вкрест простирания тектонических дислокаций. До автора подобные наблюдения осуществили во многих орогенных структурах Казахстана и Средней Азии А.В. и В.Т. Лукьяновы (Лукьянова, 1995).

Свидетелями уплотнения осадочных отложений являются также макронаблюдения над раннедиагенетическими конкрециями и вмещающими их породами, которые после конкрециеобразования погрузились достаточно глубоко, либо испытали боковое сжатие. Метод подсчета степени уплотнения такого осадка предложили П.В. Зарицкий (1966) и Ю.О. Гаврилов (1982). Сущность метода состоит в оценке взаимоотношения раннедиагенетической конкреции в глинистой породе с облекающими эту конкрецию внутрипородными слоечками (рис. 3.14). Последние как бы «раздвинуты» конкрецией, облекая её по периферии.



А – кальцитовая конкреция; Б – зональная конкреция с кальцитовым ядром и сидеритовой оболочкой ($K_{y1}=a_1/b_1$; $K_{y2}=a_2/b_2$); В – сидеритовая конкреция.

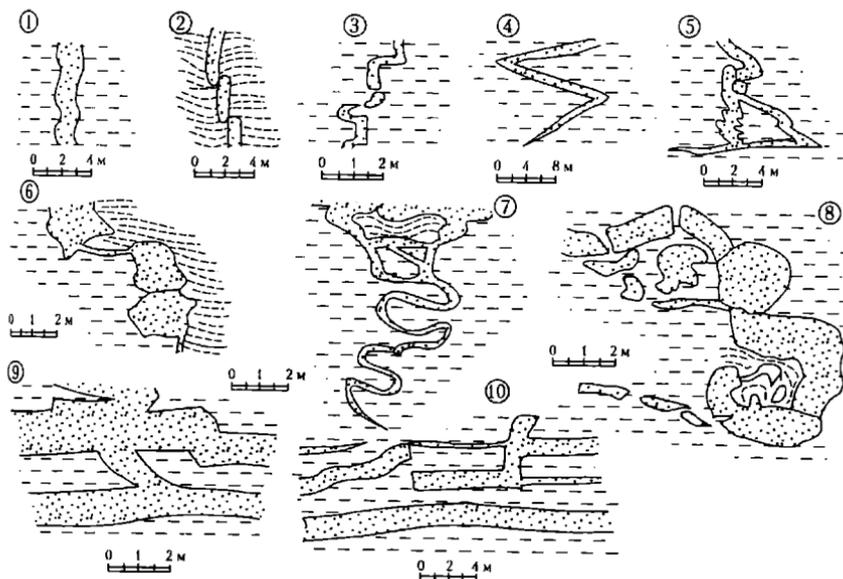
Рис. 3.14. Взаимоотношение диагенетических карбонатных конкреций со слоистостью (по Ю.О. Гаврилову, 1982) и схема вычисления «коэффициента усадки» вмещающего осадка $K_y=a/b$

Объясняется это так: сперва на небольшой глубине (порядка нескольких см или первых десятков см) в иловом растворе кристаллизовались скопления аутигенных минеральных зерен (в нашем случае – сидерита либо магнезиального кальцита), которые сцементировали алевритово-глинистое вещество осадка в форме относительно твердого каркаса. Новые слои вышележащих осадков, пополняющие и наращивающие разрез данной толщи, обеспечивают последовательный рост давления P_s , которое сплющивает иловые слои, выжимает из них межкомпонентную воду, но не в состоянии раздавить кристаллический каркас конкреции. Поэтому если мы измерим максимальный интервал между двумя слойками в поперечном сечении конкреции – a и интервал между ними вне конкреции – b , и вычислим соотношение a/b , получим «коэффициент усадки» глинистой толщи – K_u . Его значение, определенное литологами на конкретных природных объектах, составляли от 1,5–2,5 до 3–4 и более.

Однако здесь надо сделать существенную оговорку: не ко всякой конкреции применим вышеописанный метод. Известно множество видов конкреций, сформированных в песчаных породах на катагенетической стадии. Они не раздвигают внутрипластовые слойки, а как бы пропускают их сквозь свое тело. Такие конкреции формировались внутри частично литифицированного пласта, то есть там, где песчаные зерна были к тому времени «спаяны» аутигенными минералами контактового, порового либо пленочного цемента, но при этом в породе оставались ещё в достаточном количестве взаимосвязанные между собой поры. По ним мог мигрировать флюид. Он рождал конкрецию, которая заполнила своим веществом все поры, не раздвигая при этом седиментогенные слои. Так же выглядят и диффузионно-метасоматические новообразования, которые не деформируют исходную текстуру осадка.

Его текстура существенно нарушается в определенных палеотектонических условиях **аномально-высоким флюидным давлением (P_f)**. Следы и признаки такого процесса неоднократно демонстрировались В.Н. Холодовым (1983, 2006) по материалам исследования кайнозойских осадочно-породных бассейнов на окраинах Альпийского складчатого пояса (Восточное Предкавказье, Азербайджан, Туркмения). Причину P_f этот исследователь объяснял дегидратацией существенно смектитовых глин в интенсивно погружившихся более чем на 4 км впадинах при условии, когда мощности глинистых пачек на порядки превосходили толщину песчаных пластов, в которые выжимались (под влиянием P_s) флюиды из глин.

Здесь совершались процессы катагенеза *элизионного типа* («элизия» – выжимание, *греч.*). Для того чтобы наглядно продемонстрировать некоторые последствия таких процессов, ниже приводим дословные фрагменты текста автора вышеупомянутого термина (Холодов, 2006) вместе с одной из его иллюстраций признаков *Pf* (рис. 3.15).



1,2 – вертикальные (2 – с кулисообразным смещением отдельных частей); 3 – коленчатая; 4 – Z-образная; 5 – треугольная; 6,8 – глыбовые (8 – деформированный песчаный пласт); 7 – трапецевидная, змеевидная; 9,10 – дайки-просечки и горизонтальные дайки-пласты.

Рис. 3.15. Морфологические особенности кластических даек среднего миоцена Восточного Предкавказья (Холодов, 2006)

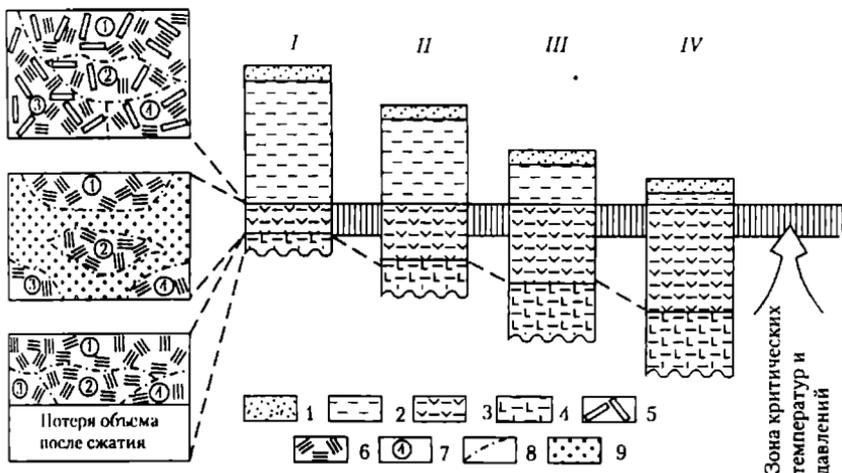
«Главным процессом элизионных систем следует считать отжимание вод, захваченных осадком из конечных водоемов стока при захоронении. При этом особенно резко проявляются различные литологические особенности глин и песчаников. Пластичные, легко деформирующиеся глины ведут себя при погружении как резиновые губки; образуя рыхлые и пористые осадки на дне моря, они пропитываются морской водой, а затем, при погружении в стратиферу, быстро уплотняются и отдают ее в смежные пласты. Жест-

кие песчаники и некоторые разновидности карбонатных пород, наоборот, формируют пористые илы, слабо уплотняются при погружении и в связи с этим легко принимают воду, отжимающуюся из глин, в свое поровое пространство. Нередко в наиболее погруженных участках таких пластов-коллекторов, в результате поступления отжатых из глин вод, образуются избыточные гидростатические давления и, как следствие, происходит отток вод от центра к периферии впадины; пласты хорошо проницаемых пород дренируют глинистые толщи, освобождающиеся от избытка захороненных вод на больших глубинах». (Холодов, 2005, с. 525).

Далее автор этой цитаты писал об источниках элизионного флюида нижеследующее: «При уплотнении глинистых илов, ещё на стадии их диагенеза, уменьшение порового пространства приводит к удалению физически связанной воды. Часть её возвращается в водоем, однако другая часть мигрирует в дренирующие глины песчаные коллектора и при больших скоростях погружения может даже создавать в них избыточные давления ... Сложнее обстоит дело с водой, физически и химически связанной глиной; она остается в глине при минимальной пористости, а ее высвобождение происходит позднее, при переходе одних глинистых минералов в другие... Очень большую роль в реализации этой второй стадии дегидратации играет трансформация смектита в иллит; этот процесс происходит обычно при температурах порядка 150–200°C и погружении глин на глубины 3–4 км. Механизм выделения связанной воды из глин в процессе трансформации смектита (монтмориллонита) в иллит (гидрослюду) тесно связан с образованием зон *разуплотнения* и сверхвысоких пластовых давлений (СВПД)» (Холодов, 2006, с. 526) (рис. 3.16).

В этой зоне осуществляются самые возможные тектонические деформации – дисгармоническая складчатость, срывы и пологие надвиги. Кроме того, под влиянием СВПД – P_f интенсивно проявляется внедрение воды в разломы и песчаные пласты-коллекторы, которые под большим давлением P_f преобразуются в *подземные пльвуны*, приобретающие способность деформироваться по законам пластических разжиженных илов и формировать так называемые кластические дайки (см. рис. 3.15). Они проявляются в виде трещин в глинах, заполненных песчаным материалом; и могут резко пересекать слоистость вмещающих глин, но могут располагаться и

в полном соответствии с напластованием. Дайки часто осложняют нормально залегающие пласты песчаников, отвлекаясь от них вверх и вниз.



1 – песчаник; 2 – монтмориллонитовая глина; 3 – разуплотненная гидрослюдистая глина; 4 – уплотненная гидрослюдистая глина; 5 – монтмориллонит; 6 – гидрослюда; 7 – номера микроблоков глины; 8 – границы микроблоков глины; 9 – вода в поровом пространстве. I–IV – стадии погружения.

Рис. 3.16. **Формирование зоны разуплотнения и сверхвысоких пластовых давлений (СВПД) в глинистых толщах** (Холодов, 2006)

Тут же находятся *горизонты «с включениями»*. Они представляют собой глыбы или обрывки песчаных пластов, залегающие среди сильно перемятых глин. Обычно такие песчаные включения имеют сильно варьирующие формы и размеры; они находятся между двух совершенно недоформированных пластов, причем мощность таких горизонтов, как правило, выдерживается на значительных расстояниях. Между этими образованиями и кластическими дайками наблюдался ряд постепенных переходов.

Подводя итог этим наблюдениям, их автор сделал следующее заключение: «Так как образование песчаного плавчуна должно сопровождаться общим увеличением объема, во вмещающих глинистых породах нередко образуются трещины отрыва, которые мгновенно заполняются жидкой песчаной пульпой. Этот процесс сопряжен с уходом части поровых вод (и газов) по трещинам, падением пласто-

категории – *неунаследованных*, именуемых также наложенными (Япаскурт, 1995), потому, что вещество для них привносится извне – посредством *аллотигенных флюидных* притоков, а кристаллизуется из них либо образует коллоидную фазу *in situ*, как типичный *аутигенный компонент* породы. Казалось бы, тут явный парадокс, но он весьма распространен в природе, где многофакторные процессы гораздо сложнее наших теоретических схем и логических категорий. И, упомянутая в конце предыдущего раздела, катагенетическая карбонатизация песчаников принадлежит именно к разряду наложенно-аутигенных новообразований.

Отличить таковые от унаследованных минеральных компонентов способен далеко не каждый геолог. Это доступно лишь специалисту, владеющему приемами стадияльных микроскопических наблюдений, опираясь на которые, можно разобраться в оценке источников веществ для аутигенеза в каждом конкретном случае. Такое знание представляет не только сугубо теоретический интерес, но окажется весьма полезным в тех случаях, когда аутигенными процессами обеспечивается формирование руд металлов. Ниже будут рассмотрены конкретные приемы и способы такого рода аналитических заключений.

Признаки унаследованного аутигенного минералогенеза были уже отчасти описаны и проиллюстрированы выше, в п.п. 3.2 и 3.3 на примере песчаников. Это, прежде всего, *парагенетическое единство* микроструктур постседиментационного изменения (в данном случае гравитационной коррозии и регенерации) аллотигенных ПК вместе с аутигенными ПК такого же минерального состава. В данном случае это был кварц (см. рис. 3.4). Тут выводы о унаследованности его новообразований от седиментофонда в особых комментариях не нуждается. Мы рассмотрим ниже менее очевидный вариант. Это доказательство А.Г. Коссовской версии о внутривидовых источниках веществ для аутигенных цеолитов (группы ломонтита) в цементе аркозовых песчаников нижнемелового возраста Приверхо-янского прогиба (рис. 3.17). Более поздние исследования автора подтвердили эту концепцию (Япаскурт, 1992).

Суть наших рассуждений здесь сводилась к нижеследующему. Признаков наличия пирокластики в этих породах в данном регионе никто никогда не фиксировал, поэтому вулканогенный фактор цеолитизации здесь исключался. Строительными материалами для ау-

тигенных кристаллов порового ломонитового цемента песчаником здесь могли быть: кремнезем из корродируемых песчаных зерен кварца, кремнезем и глинозем корродируемых плагиоклазов и кальций из последних и из аксессуарных кальциевых пироксенов, амфиболов и гранатов. Главный источник кальция – плагиоклазовый.

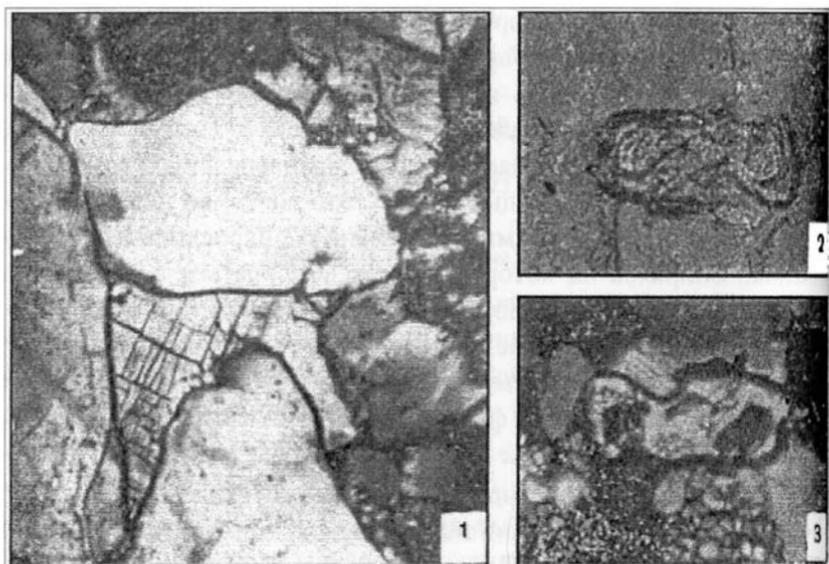


Рис. 3.17. Аркозный песчаник К₁ Приверхоянского краевого прогиба, претерпевший стадию глубинного катагенеза, с корренситовым пленочным и ломонитовым поровым цементами (ломонит в центре фотоснимка 1, светлый с хорошо заметными трещинками спайности по взаимно-перпендикулярным направлениям) и с терригенными зернами Са-граната, окаймленного пленками аутигенного хлорита (черные) и корродируемого аутигенным кальцитом (2 и 3). Шлифы, ник. +. Поперечные размеры рис.: 1 – 0,5 мм, 2 и 3 – 0,25 мм. По А.Г. Коссовской (Методы..., 1957)

Это оказалось вполне правдоподобным, так как аркозы Приверхоянья относятся к категории так называемых «средних аркоз», у которых в песчаной фракции мало калишпатов, а плагиоклазы представлены андезиновыми или олигоклаз-андезиновыми, то есть в достаточной мере кальциевыми разностями. А.Г. Коссовская оригинально доказала версию о том, что на стадии глубинного катагенеза (эту стадию она именovala поздним эпигенезом) этот терри-

генный плагиоклаз кислеет, отдавая в межзерновой раствор часть катионов Ca^{2+} из своей кристаллической решетки. Такая версия отчасти подтверждалась наличием в кластических зернах плагиоклазов периферических каемок регенерационного (аутигенного) альбита. Но главное доказательство этой версии дало сравнение состава терригенных плагиоклазов единого слоя во внутрислойовой его кальцитовой конкреции и вне её.

Конкреции, возникшие на стадии раннего катагенеза, распространены в описываемых породах (рис. 3.18). Их вещество запечатало и как бы «законсервировало» от последующих изменений обломочный костяк породы. Вне конкреции он продолжал корродироваться, регенироваться и цементироваться более поздними минералами, в том числе ломонтиком. Там плагиоклаз оказался «кислее», чем внутри карбонатной конкреции, где всюду принадлежал андезину. За пределами конкреции это был уже олигоклаз, из чего следовало, что часть кальция могла уйти для синтеза ломонти-та. Кроме того, есть свидетельства о наблюдавшихся микроскопически случаях псевдоморфного замещения ломонтиком обломков кальциевого пироксена, а также о корродировании ломонтиком обломочных зерен кальциевого граната и эпидота.

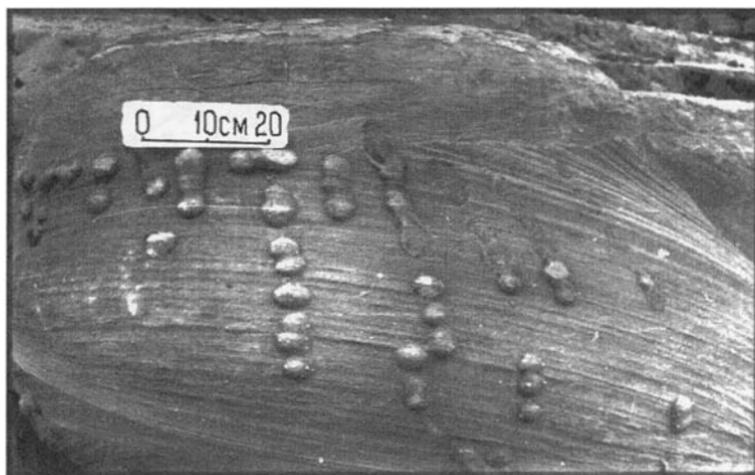
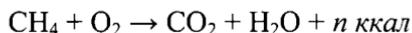


Рис. 3.18. Многостадийный рост кальцитовых конкреций в горизонте нижнемеловых песков платформенной зоны Ленского бассейна. Берег р. Лены, близ. пос. Кангалассы. Фото Г.Ф. Крашенинникова, 1972 г.

Следовательно, именно седиментофонд был донором веществ для аутигенеза в данном конкретном случае.

Однако не везде и не всегда бывает так, как описано выше. Часто мы встречаем примеры *неунаследованных видов аутигенеза*. Наиболее выразительный пример: кальцитовый поровый либо пойкилитовый цемент в кварцевых или существенно кварцевых (олигоминтовых) песчаниках аллювиального или золотого (не морского) генезиса. В этом варианте наличие седиментогенного карбонатного вещества, которое могло бы послужить источником для аутигенного кальцита, совершенно исключено. Следовательно, приходится допустить версию о привносе сюда карбонатного вещества подземными водами. При этом сразу же возникает вопрос: откуда? Вариантов ответа может быть несколько, например: 1 – из соседних пачек уплотняемых глинистых пород (элизионный катагенез, см. выше); 2 – из подстилающей карбонатизированные породы нефтегенерирующей осадочной формации; 3 – из более глубоких геосфер.

Одну из моделей второго из вышеперечисленных вариантов предложил в последней четверти прошлого века известный исследователь конкрециеобразования, украинский литолог П.В. Зарицкий (1983), который в одном из своих методических пособий для университетских студентов показал схему, объясняющую фактические данные о том, что высоко над нефтяными залежами в Днепро-Донецкой впадине в песчаниках резко возрастает плотность насыщения пласта кальцитовыми конкрециями (рис. 3.19). П.В. Зарицкий объяснил это тем, что нефтегенерирующие (насыщенные сапропелевым ОВ) комплексы «дышат» метаном. Он претерпевает бактериальное окисление с выделением тепла, по схеме:



Последующее удаление из системы CO_2 стимулирует карбонатизацию (см. выше, в конце п. 3.7), которая в зависимости от количества привносимых веществ обуславливает в одних случаях конкрециеобразование, а в иных – сплошную цементацию пласта кальцитом, а иногда сидеритом, анкеритом, доломитом (в результате дополнительных поставок из седиментофонда катионов Fe^{2+} и Mg^{2+}).

Иные варианты аллотигенных источников карбонатизации см. в трудах Н.А. Минского (1979, 2007), автора (Япаскерт, 1995) и др.

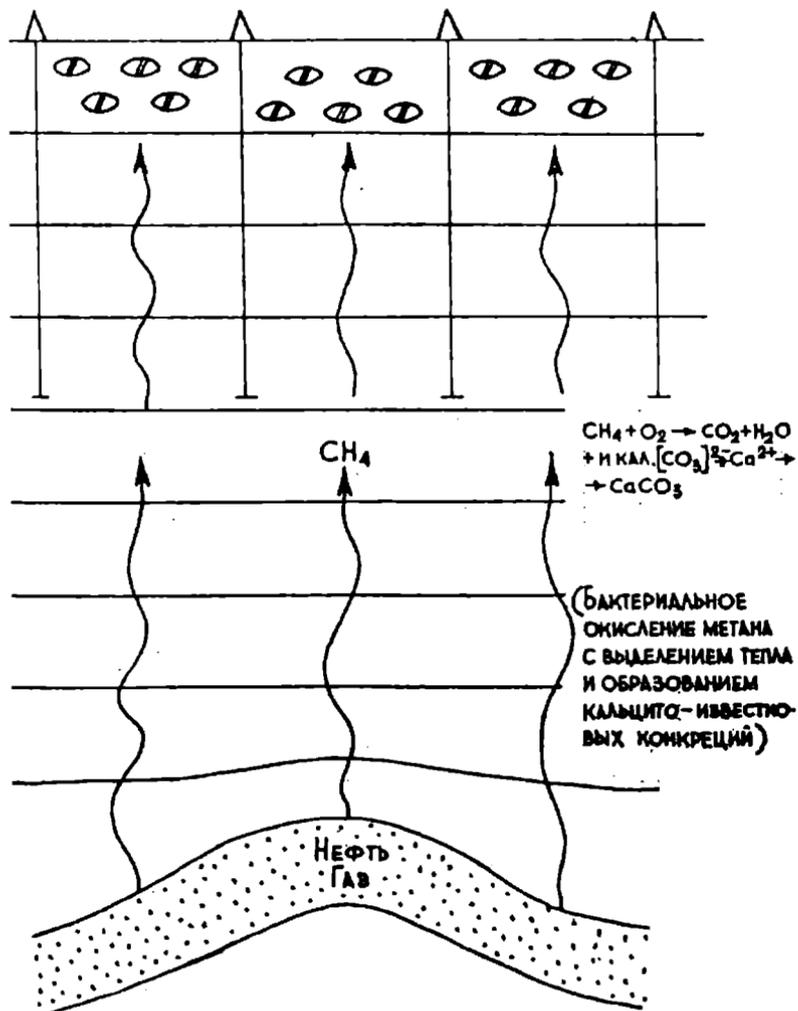


Рис. 3.19. Карбонатные конкреции в четвертичных отложениях как поисковый признак на нефтегазовые залежи на глубине в Днепровско-Донецкой впадине. По П.В. Зарицкому, 1983 г.

Выбор конкретного варианта причины катагенетической афациальной карбонатизации не прост. Этот вопрос решается не единими литологическими методами, но непременно с учетом конкретных данных сейсмостратиграфии, тектоники, геохимии – особенно изотопии, палеогеографии и проч. Используются и косвенные соображения, подобные тем, какие проиллюстрированы рисунком 4.11 на

стр. 103 авторского учебника (Япаскурт, 2008 б). Там показано переслаивание кварцевого песка, ставшего впоследствии кварцито-песчаником (на нижнем рисунке), со смектитовыми глинами, превращенными в иллит-хлоритовые аргиллиты (см. там же). Мы знаем из п. 3.5 о том, что трансформируемые в иллит и хлорит смектиты выделяют значительные порции растворенного кремнезема, и он вполне мог быть источником для формирования регенерационного цемента в кварците. В иных случаях те же глины могут быть поставщиками катионов кальция, магния или железа для аутигенных карбонатных цементов в песчаных прослоях.

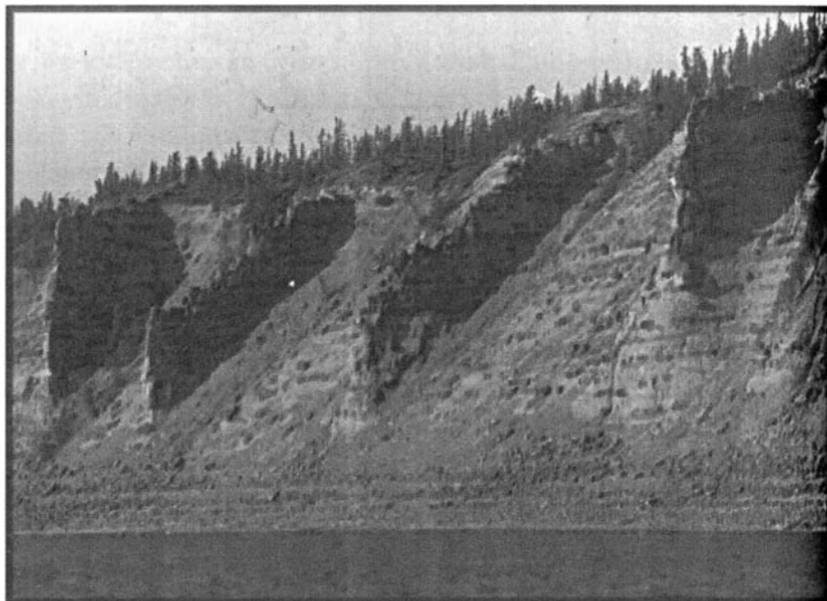


Рис. 3.20. Поперечные «стенки» интенсивно карбонатизированных песчаников нижнемелового возраста на платформенном (западном) крыле Приверхоянского прогиба, в обнажениях левого берега р. Лены, в 70 км южнее пос. Булун (Кюсюр). Фото Г.Ф. Крашенинникова, 1972 г.

Иногда даже удается зафиксировать следы миграции флюидов, переносящих эти вещества снизу вверх, в слои вышележащих песчаных пород – коллекторов по трещинам и разломам с раздвиговой составляющей (рис. 3.20). На приведенной здесь фотографии видны отпрепарированные выветриванием и эрозионными процессами

дайкоподобные «стенки», которые выступают вперед на фоне подмываемого рекой обрывистого берега. Он сложен относительно некрепкими, слабо сцементированными песками, алевритами и глинами с прослоями углей. Их слои простираются сквозь «стенки» непрерывно, а внутри «стенок» крепкость песчаников явно возрастает за счет порового кальцитового цемента, количество которого в «стенках» явно возрастает сравнительно с межстеночными промежутками. Здесь же геологическая съемка выявила систему малоамплитудных разломов и трещин одинакового со «стенками» простираения (субширотного). Из этого факта можно прийти к выводу о том, что мы наблюдаем запечатленные постдиагенетической карбонатизацией следы вертикальной миграции флюидов из нижележащих породных комплексов.

В данном регионе такая миграция могла произойти после ранне-меловой эпохи – возраста вмещающей «стенки» толщи горных пород; скорее всего – в самом начале поздне-мезозойского этапа складкообразования и покровообразования в соседнем Верхоянье.

3.9. Некоторые свидетели динамотермальной послекатагенетической метаморфизации осадочной горной породы. Кристаллобластез и самоочищение аллотигенного и аутигенного кварца

Метаморфические процессы, обусловившие качественно иное (сравнительное с катагенезом) состояние осадочной горной породы подробно рассмотрены нами в работах (Япаскурт, 1999, 2005). Однако признаки самого начала этих процессов не везде очевидны. Их четко фиксируют два параметра – графитизация углистого вещества (см. ниже в п. 3.11) и кристаллобластез кварца в терригенных породах.

Кристаллобластез – это процесс перекристаллизации породообразующих компонентов в твердом состоянии, без фазовых переходов, но при участии межкомпонентных растворов (так называемой «кристаллизационной среды»). Он побуждается притоком извне энергии динамотермальной активации (теплового импульса недр ΔT или его активизатора – тектонического стресса ΔPst).

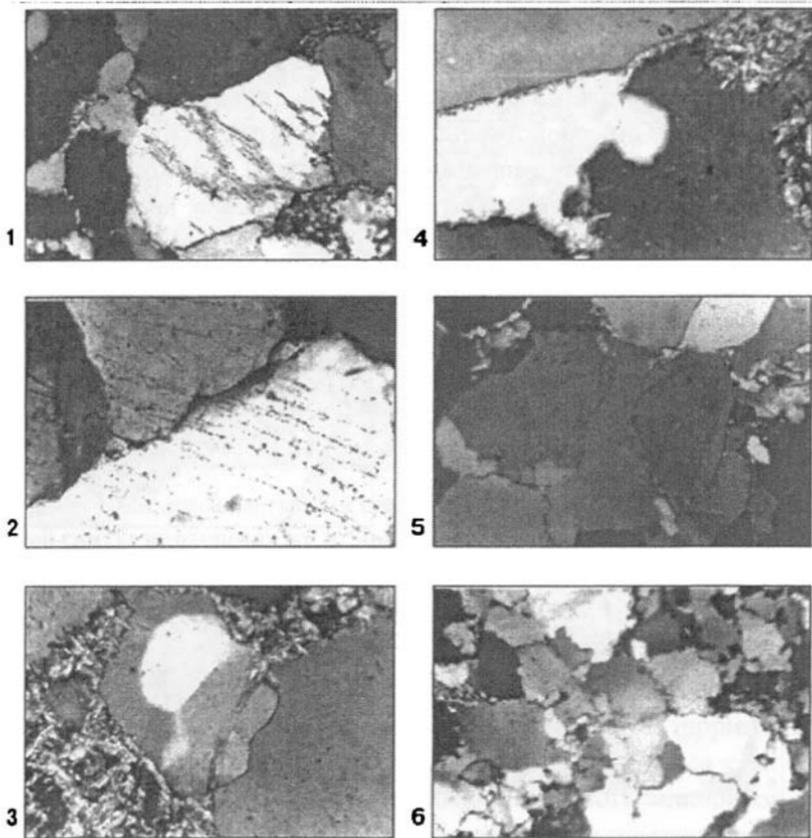
На своей зачаточной стадии структуры бластеза достаточно уверенно и просто опознаются в петрографических шлифах песчаников, содержащих обломочный и аутигенный кварц. Методика обна-

ружения таких структур с помощью периодического включения и выключения анализатора в поляризационном микроскопе в подробностях описана И.М. Симановичем (1978) и (впоследствии) автором (Япаскерт, 1992).

Ее содержание ее сводится к следующему. Кристаллообласть на начальных этапах метабазита затрагивает в основном периферические участки обломочных зерен и регенерационные кварцевые каемки. Сущность процесса сводится к бластическому замещению кварца кварцем, осуществляющемуся в результате движения границ зерен. Это можно увидеть при скрещении николей. В таком случае граница между минеральными агрегатами, имеющими вследствие разных оптических ориентировок разную тональность интерференционной серой окраски, далеко не везде совпадает с изначальными (конформными инкорпорационно-регенерационными) контурами раздела песчаных зерен, хорошо заметными при выключенном анализаторе. Происходит частичный переход оптической ориентировки из одного кварцевого зерна в другое, соседнее зерно, совершающийся иногда даже через более раннюю регенерационную кайму между ними. При переменном включении и выключении анализатора представляется, что отдельные кварцевые ядра как бы увеличиваются в размерах, поглощая часть площади своего соседа, которая приобретает одинаковую с этим ядром оптическую ориентировку, «погасая» и «просветляясь» вместе с ним по мере вращения столика микроскопа (рис. 3.21).

Причем, если на границах между начальными зернами были пузырьки жидкости или частички глинистого вещества, то они совершенно не препятствуют диффузной миграции границ в процессе рекристаллизации кварца.

И.М. Симанович (1978) подчеркивает, что для подобного перемещения большеугольных границ минерала требуется энергия активации. Причиной их движения являются внутренние напряжения в зернах кварца или внешне приложенные напряжения (стресс), или стремление к уменьшению свободной энергии самих границ зерен. С повышением температуры начинает двигаться большая часть границ кварцевых зерен; миграция их происходит все глубже и так, что иногда соседние зерна целиком поглощаются мигрирующей границей. В итоге формируются *гранобластические (гранобластовые) структуры*.



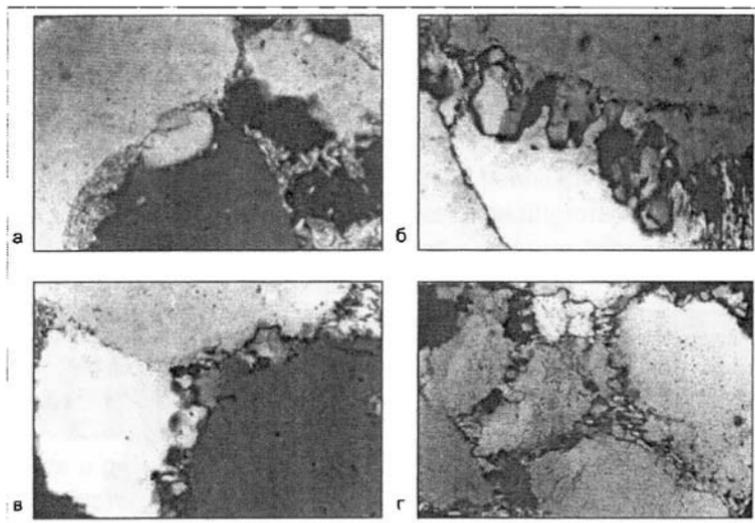
1 – трещинки хрупкой деформации зерен кварца, увел. 70; 2 – полоски Бема, увел. 180; 3 и 4 – рекристаллизационно-бластическое замещение кварца кварцем (миграция границы), увел. 180; 5 – то же, увел. 80; 6 – почти полнобластическая структура породы, увел. 80.

Рис. 3.21. Начальнoбластические микроструктуры кварца песчаных пород и сопутствующие им новообразования стадии метазенеза.

По И.М. Симановичу (1978). Шлифы, николи +

А в динамически активных зонах складчато-надвиговых систем рекристаллизационные контакты зерен кварца осложняются грануляцией – развитием вдоль швов контакта разноориентированных мельчайших кварцевых индивидов, угасающих в «шахматном порядке» (рис. 3.22). Эти структуры *рекристаллизационно-грануляционного бластеза* отличны от упоминавшихся выше инкорпораци-

онных катагенетических структур (см. в п. 3.2) кажущейся «неразъемностью» контактирующих зерен в первом случае. Именно такие микроструктуры относятся к категории свидетелей тектонического стресса (*Pst*). Они свойственны интенсивным постседиментационным изменениям пород на стадии метазенеза. Тогда формируются по кварцевым песчаникам отдельные прослои кристаллическо-зернистых кварцитов.



а – рекристаллизационного (миграция границы через конформный контакт обломков), на остальных фотоснимках – рекристаллизационно-грануляционного, с «шахматным» угасанием агрегатов новообразований. Шлифы, николи +, увеличения – 80, а в правом рис. – 250. По И.М. Симановичу, 1975 г.

Рис. 3.22. Микроструктуры бластеза обломочного кварца

Однако до стадии полного метаморфизма вышеперечисленные процессы происходят внутри осадочной толщи выборочно, и тем самым усиливают анизотропию физико-механических свойств в породах разного состава и генезиса. Массовое развитие кристаллобластеза фиксируется только в зонах метаморфизма, но и там вплоть до амфиболитовой фации включительно во многих литотипах в разной степени сохраняются реликты седиментогенных структур в так называемых *бластосаммитовых* кристаллических сланцах (рис. 3.23).

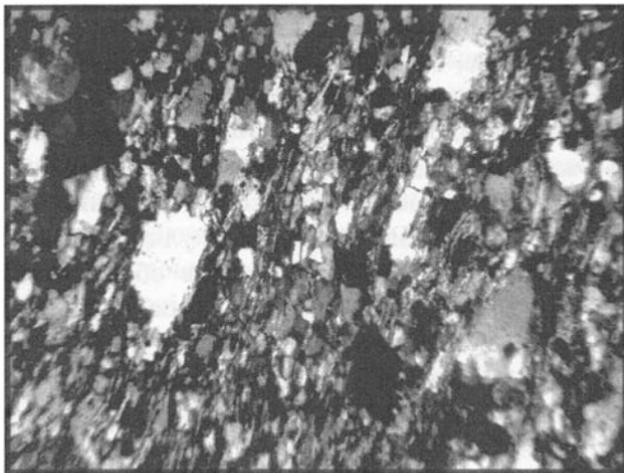


Рис. 3.23. **Бластосаммитовый слюдяно-кварцевый сланец кумолинской свиты протерозоя на р. Дюсембай (Центральный Казахстан), которому свойственен почти полный бластез терригенной фракции, за исключением единичных реликтов с размерами зерен до 0,25 мм.**
Шлиф с анализатором

Помимо микроструктур кристаллобластеза, свидетелем начала стадии метagenеза служит *пластическая деформация* терригенного и аутигенного кварца песчаников – показатель процесса самоочищения седиментогенного и постседиментационного минералов при возросших динамотермальных параметрах среды их местопребывания. Эти новообразования подробно иллюстрированы в работах (Симанович, 1978; Япаскурт, 2008, а, с. 192–194).

Одним из наиболее заметных признаков пластической деформации кварца служат так называемые «полоски Бёма» – полоски, ограничивающие деформационные пластинки внутри кварцевого зерна и переполненные мельчайшими жидкими включениями (см. рис. 3.21). Цепочки таких микровключений при малых увеличениях микроскопа визуально сливаются в нитевидные полоски, которые похожи на трещинки спайности, но, в отличие от таковой, имеют слегка изогнутые и пунктирные контуры.

Формирование полосок Бёма – это начальный шаг к удалению из минерала жидких и твердых примесей и к устранению дефектов строения его кристаллической решетки. Данный процесс полностью активизируется в режиме зеленосланцевой стадии метаморфизма.

При нем терригенный кварц утрачивает многие свои первичные признаки, в том числе, блочность и «волнистое погасание», наблюдаемое в шлифе при скрещенных николях (если таковое было изначально свойственно аллотигенным ПК осадка). Он же освобождается от газовой-жидких включений минералообразующей среды и от наночастичек иных минералов (слюды, рутила, титаномагнетита и др.) и предстает перед наблюдателем в окуляре поляризационного микроскопа как почти нацело однородное образование. Переход минерала в такое состояние, то есть его самоочищение И.М. Сима-нович (1978) назвал *метаморфизмом кварца* (упреждающим полный метаморфизм содержащей кварц породы).

Самоочищенный целиком кварц терригенных пород, как правило, пребывает в диапазоне между фациями метаморфизма зеленых сланцев и амфиболитовой. Начиная от последней и затем, при наращивании степени метаморфизма породы, в таком кварце снова зарождаются минеральные включения, а его кристаллическая решетка под влиянием *Pst* опять деформируется – вплоть до возникновения новой генерации «волнистого угасания» и др. дефектов.

3.10. Свидетели палеотемпературы среды пребывания осадочной горной породы в стратиффере

Вышеотмеченные кристаллобластические микроструктуры и описанные перед тем трансформационные процессы (в слоистых силикатах) суть только качественные свидетели давних импульсов ΔT . Однако существуют и реальные природные «счетчики», удерживающие количественную информацию о той максимальной температуре, воздействию которой реально подвергалась исследуемая порода на протяжении одного из этапов её формирования – в то время, когда тектонические силы опустили её максимально глубоко сравнительно с современным гипсометрическим уровнем залегания слоя. Такие «счетчики» палеотемпературы пребывают в угольных пластах и в крупных включениях фрагментов углефицированной растительности внутри аргиллитов, алевролитов и песчаников. Степень их постседиментационной измененности (именуемая угольщиками как «степень метаморфизма» углей и их включений в др. породах) связывается, как известно, прямой корреляционной зависимостью с величинами температуры, которая воздействовала на этот уголь на протяжении не менее 50 млн. лет. Дегазация и перестройка

молекулярной структуры ОВ за этот период существенно меняли качественный состав угля. С ростом палеотемпературы это качество улучшается в технологическом аспекте – в порядке смены углемарочных категорий: бурые – каменные угли – антрациты вместе с их производственными марками (см. таблицу 2.1). Каждой из них соответствуют вполне конкретные диапазоны температур. Их численные значения определяются с помощью лабораторного метода, который в середине прошлого века был разработан и запатентован советским профессором И.И. Амосовым (1961; 1969), развит им и его учениками (Амосов, Бабашкин, Гречишников и др., 1975; Амосов, Гречишников, Горшков и др., 1982; Горшков, 1978 и др.) и ныне внедрен повсеместно в мировой практике угольной геологии и литологии. Метод называется: «*определение палеотемпературы по величине отражательной способности витринита (ОСВ)*».

Напоминаем читателю, что **витринит** – это гелифицированный компонент ископаемых углей, образованный из лигнин-целлюлозных тканей высших растений в анаэробных условиях. Это черные, блестящие линзочки (*vitrum* – стекло, *лат.*), которые в тонких петрографических шлифах имеют окраски от желто-оранжевой до красно-коричневой, а в простом отраженном свете – светло-серую. Причем блеск отраженного ими света по аншлифу становится все более ярким при переходе от начальных марок каменного угля (длиннопламенный, газовый), к конечным его маркам (коксовый, отошенно-спекающийся, тощий), а затем к антрацитам. Силу этого отражения фиксирует фотоэлемент, смонтированный в окулярной системе микроскопа. Её символизируют цифровые значения: R^o и R^a (первое – для замеров в масляной иммерсии, второе значение – замеры в воздушной среде). Соотношение R^a и величин конкретных палеотемператур см. табл. 3.1.

Для получения этих данных потребно изготовление специальных, очень тщательно отполированных углепетрографических аншлифов. А замеры R^a , R^o должен делать только специалист – углепетрограф, который знает в деталях характерные признаки микрокомпонентов угля внутри самой витринитовой группы и её отличия от всех иных групп. При этом условии литолог получит корректные сведения, пригодные для использования при СА, в комплексе со сведениями о всех прочих признаках постседиментационных процессов, которые рассматривались выше.

**Сопоставление стадий изменения витринита с палеотемпературами,
по И.И. Аммосову (1979), с дополнениями**

Группа стадий	Стадия	R ^a (в воздушной среде)	Палеотемпература (средняя) °С
Буро-уголь-ная	0 ₁ (Б ₁)	<58	<70
	0 ₂ (Б ₂)	58–66	<70
	0 ₃ (Б ₃)	67–69	70
Каменноугольная	I (Д)	70–76	110
	I–II (Д–Г)	77–79	135
	II (Г)	80–82	150
	II–III (Г–Ж)	83–86	170
	III (Ж)	87–90	185
	III–IV (Ж–К)	91–93	195
	IV (К)	94–97	205
	IV–V (К)	98–102	220
	V (ОС)	103–107	230
	VI (Т)	108–116	240
Антраци-товая	VII–VIII (ПА)	117–129	255
	VIII–IX (А ₁)	130–137	280
	IX (А ₂)	138–150	300
	X (А ₃)	>150	>300

Примечание: нумерация стадий от нуля до X – по И.И. Аммосову; буквенные символы в скобках – авторская приближенная корреляция с градациями, указанными в таблицах 2.1 и 2.2 (см. выше).

Собрав множество фактических сведений о R^o и R^a в геологических разрезах конкретных терригенных формаций, а также сведения о «метаморфизме» углей конкретных осадочных бассейнов, Н.Б. Вассоевич опубликовал конкретную шкалу стадийностей катагенеза и апокатагенеза (метагенеза в нашем понимании этой стадии – см. выше, в главе 2). Прежде угольщики выделяли в доантрацитовой стадии 8 ступеней «метаморфизма» (катагенеза) согласно технологическим маркам углей, в порядке их нарастания: *бурые (Б) – длиннопламенные (Д) – газовые (Г) – жирные (Ж) – коксовые (К) – отощенноспекающиеся (ОС) – тощие (Т)*. Нефтяная шкала Н.Б. Вассоевича (1975) опиралась на параметры R рассеянного ОВ, но эти параметры были скоррелированы со степенями углефикации довольно ясно. В данной шкале стадия катагенеза подразделялась на две подстадии: *протокатагенеза (ПК) и мезокатагенеза (МК)*, объединивших, в свою очередь, три и пять градаций (ПК₁ – ПК₃ и МК₁

- МК₅). Их привязка к углемарочным шкалам выявила приближенные соответствия: ПК отвечал этапам формирования бурых углей (ПК₁ = Б₁, ПК₂ = Б₂, ПК₃ = Б₃) а МК - каменных углей (МК₁ = Д, МК₂ = Г, МК₃ = Ж, МК₄ = К, МК₅ = ОС). Все эти таксоны по своей сути представляют палеотемпературные ступени (см. табл. 2.1).

Первоначально делались попытки увязать их с минерально-парагенетическими стадийными рубежами (см. табл. 2.2), однако вскоре выяснилось, что прямая их корреляция не везде реализуема, т.к. параметры ОВ и минеральных веществ в неодинаковой степени зависят от разных геологических факторов влияния, а к карбонатным и эвапоритовым комплексам горных пород они вообще не приемлемы.

Тем не менее, выявление в геологических разрезах и на площади развития толщи осадочных пород стадийных минеральных парагенезов и сопоставление их с параметрами углефикации ОВ очень важно для реконструирования глубинных *P* и *T* режимов эволюционирования осадочного палеобассейна. Например, если измененность осадочных пород интенсивна (близка к признакам стадии метатенеза), а ОВ трансформировано слабо, то в данном природном объекте вероятны такие соотношения: $P_{st} > P_s$ при малом ΔT . А опережение темпов «метаморфизма» углистых веществ сравнительно с темпами измененности угле вмещающих пород – свидетельство противоположной ситуации.

3.1.1. Проблема системного ранжирования постседиментационных процессов

Эти вопросы достаточно подробно рассматривались в прежних работах автора (Япаскурт, 1999; 2005) и в его учебнике по литологии (Япаскурт, 2008, б), поэтому здесь затронуты кратко (таблица 3.2).

Условно все известные нам литогенетические процессы группируются в три категории (по мере системного усложнения): 1 – минерально-компонентные, или «элементарные», из которых наиболее очевидные были охарактеризованы в предыдущих разделах; 2 – породные и 3 надпородные. Некоторые представители двух последних категорий характеризовались в разделах 3.6 – 3.8. Проводим ниже их более подробный перечень: 1) конкрециообразование, 2) цементация породы, 3) децементация породы, 4) перекристаллизация породы (частичная и полная), 5) стилолитизация, 6) формирование

швов флюидоразрыва, 7) кливажирование, 8) рассланцевание, 9) будинирование. Все они порождают внутри литотипа парагенез соответствующих структур и текстур – см. в (Япаскурт, 1999).

Процессы надпорядного уровня (см. табл. 3.2) элизионные, инфльтрационные, гравитационно-рассольные, газогенерационные, нефтегенерационные, миграции нефти и газа, миграции и перераспределения рудных компонентов, вторичной концентрации рудных компонентов (на геохимических барьерах), возникновения малых структурных форм (кливажных зон, муллион-структур, серий дипировых складок и проч.), метабластические (метаморфогенно-бластические). В их числе подробнейшие описания процессов 1-3 содержатся в работах В.Н. Холодова (1982 и др.); процессов 4-6 – в работах Н.Б. Вассоевича (1986, 1988); А.А. Трофимука, В.С. Вышемирского, Э.А. Конторовича, С.Г. Неручева и др.; Б.А. Соколова (2001) и др.; процессов 7-8 – тоже в работах множества исследователей (Анфимов, 1982; Габлина, 1983; Ермолаев, Созинов 1986; Ермолаев и др., 1999; Кисляков, Щеточкин, 2000 и др.), частично обобщенных в монографии О.В. Япаскурта (1992); процессы 9-10 – в работах В.А. Галкина (1988), М.А. Гончарова и др. (2005), О.В. Япаскурта (1999).

Рассмотрим некоторые из них подробнее, исключая проблемы генерации горючих полезных ископаемых, которым специально посвящена обширная литература, и рудогенеза, который будет рассмотрен во второй части книги.

Элизионные процессы – название от греческого слова «элизия» – выталкивание, опускание. Суть их заключается в том, что при уплотнении глинистых пачек они служат своеобразными «компрессорами», из которых отжимаются флюиды наподобие ручного отжатия воды из влажной губки. Однако чисто механическое отжатие присуще начальному катагенезу. Там, в верхних горизонтах порового бассейна, из глин уходит «свободная вода» – гравитационная, капиллярная и вакуольная. После этого извлекается вода «физически связанная» – гигроскопическая, пленочная и осмотическая. И наконец, при глубинном катагенезе реализуются рассмотренные выше процессы извлечения из пород «химически связанной» воды, в том числе, межслоевой H_2O смектитов.

Ранжирование процессов литогенеза по масштабности их проявления

Системные уровни	Виды процессов	
1. На уровне породных компонентов (элементарные процессы):	1.1 – механические деформации	
	1.2 – коррозия	
	1.3 – трансформация кристаллических решеток	
	1.4 – аутигенез	а – кристаллизация из ионных растворов б – «старение» коллоидов
	1.5 – перекристаллизация (с фазовыми переходами)	
	1.6 – кристаллобластез	
	1.7 – метасоматоз	
	1.8 – диффузия	
	1.9 – дегидратация минеральных и органических компонентов	
	1.10 – дегазация органических компонентов	
	1.11 – перестройки молекулярных структур ОВ и др.	
2. На уровне литотипов:	2.1 – уплотнение	
	2.2 – конкрецисобразование	
	2.3 – цементация	
	2.4 – децементация	
	2.5 – перекристаллизация	
	2.6 – стилолитизация	
	2.7 – кливажирование	
	2.8 – рассланцевание	
	2.9 – будинирование и др.	
3. На формационном уровне:	3.1 – элизионные	
	3.2 – инфильтрационные	
	3.3 – гравитационно-рассольные	
	3.4 – метабластические (метаморфогенные)	
	3.5 – формирования малых структурных форм (кливажных зон, муллион-структур и др.)	
	3.6 – дислокационные (вследствие прогресса обводненных толщ и инверсии плотностей металлоид)	
	3.7 – газогенерационные	
	3.8 – нефтегенерационные	

Выжатые элизионными процессами воды устремляются в соседние с глинами пласты пористых пород (песчаников, известняков,

доломитов) либо в тектонически ослабленные зоны трещиноватости и брекчирования возле разрывных нарушений. Проникая туда, конституционная вода сильно нагрета – от 70°C до 100°C, а иногда и больше, но сохраняется при этом в жидкой фазе из-за высоких давлений – пластовых (P_s) и флюидных (P_f). По сути своей это гидротермальный приток, рожденный процессами литогенеза и никак не связанный ни с магматизмом, ни с мантийным влиянием.

Такие гидротермы ведут себя достаточно агрессивно применительно к вместилищам их породам-коллекторам, усиливая катагенетическую измененность последних. Инженеры-геологи МГУ (Кривошеева и др., 1977), исследовавшие водные вытяжки из глин нижних горизонтов Московской синеклизы, под изотермой 70°C (т.е. у границы перехода адсорбционно связанной H_2O в свободную) установили, что этим вытяжкам свойственны пониженные значения pH (5.5–7.5); в них же повышается (до 1.8%) содержание солей, среди которых значительную роль начинают играть сульфаты Ca^{2+} и Mg^{2+} ; появляется водно-растворимая форма SiO_2 и почти в 2 раза (с 19 до 31 мг-экв/100 г) возрастает емкость обмена, а в обменном комплексе глин начинает резко преобладать Ca^{2+} . С появлением притока такой воды в породах-коллекторе начинает ускоряться процесс растворения седиментогенных и раннекатагенетических карбонатов. Многочисленные фактические наблюдения подтвердили исчезновение тонкозернистых скоплений карбонатных минералов в глинах ниже так называемого «аномального» горизонта их дегидратации; наличие под этим горизонтом прослоев вторично расцементированных известковистых песчаников (превращаемых вновь в рыхлые пески), а также кавернозных известняков и доломитов.

Во многих впадинах, заполненных глинисто-терригенными отложениями, на глубинах 1.5–2.5 км наблюдаются пачки пористых обломочных пород, из которых кислыми элизионными водами был полностью или частично вынесен первично-седиментогенный или диагенетический карбонатный цемент. Наличие таких образований было установлено в 60–70 гг. XX века литологами-нефтяниками Н.А. Минским (1979) и Б.К. Прошляковым, называвшими зоны вторичной децементации песчаников «поясами оптимальных коллекторов». Процессы формирования их были в деталях расшифрованы в конце XX в. бывшим тогда аспирантом кафедры геологии и геохимии горючих полезных ископаемых МГУ, доктором М. Монзе-

ром (1993) и профессором Ю.К. Бурлиным (1991) (о их работе см. в книге (Япаскурт, 1995). Эти исследователи доказали существование волнообразных процессов декарбонатизации-карбонатизации терригенных пород в интенсивно погружающемся породном бассейне. Сущность модели такого процесса состоит в нижеследующем. Агрессивный раствор, растворивший карбонатные включения в песчаниках и насытившийся бикарбонатами, уходит вверх – в зону понижения P_S , P_F и T . Открытость системы порода-флюид в верхах стратисферы и падение давления стимулируют уход из раствора CO_2 , а это, в свою очередь, обеспечивает кристаллизацию аутигенного $CaCO_3$, который образует цементы порового либо пойкилитового типов, скрепляющие зерна рыхлых песков до состояния крепких, массивных песчаников. Впоследствии, когда эти песчаники будут опущены тектоническими движениями на глубину вышеупомянутого «пояса оптимальных коллекторов», они вновь подвергнутся процессам растворения карбонатов и децементации.

Во вторично пористые породы снизу устремляются также газообразные или жидкие углеводороды в случаях, когда внизу находятся нефтегазогенерирующие толщи. Однако, если таковых в породном бассейне не было, то пористые коллекторы заполняются очередными порциями горячих элизионных вод с растворенным в них SiO_2 . Повышенное содержание последнего в межзерновых промежутках в сочетании с дополнительными порциями кремнезема, который поступает туда же, в поровые растворы за счет гравитационной коррозии обломочных зерен кварца и различных силикатов (см. выше) – создают благоприятные условия для нового этапа цементации кристаллическими агрегатами кварца. Возникают очень крепкие, непористые песчаники с регенерационным кварцевым цементом или с более сложной – инкорпорационно-регенерационной цементацией обломков.

Для массового осуществления элизионных процессов требуется совпадение нескольких благоприятных условий. Из них главными представляются нижеследующие: 1 – преобладание в составе формации фаций глинистых осадков; 2 – преобладание или высокое содержание в этих осадках смектитовых либо смешанослойных глинистых минералов с лабильными кристаллическими решетками; 3 – лавинные темпы накопления и захоронения осадков, обеспечивающие кратковременность и редуцированность преобразований

вещества на диагенетической стадии; 4 – длительное и достаточно интенсивное погружение осадочного комплекса в породном бассейне; 5 – большая мощность формации – порядка многих км.

Именно такие условия реализованы в молодых (позднемезозойско-кайнозойских) тектонических впадинах платформенных окраин и предгорных прогибов альпийского пояса – таких, например, как Терско-Кумский, Азово-Кубанский, Амударьинский, Западно-Туркменский и др. прогибы. Изучая их в качестве эталонов типичных элизионно-катагенетических новообразований, В.Н. Холодов (1982, 1983) обособил эти палеоструктуры в особую категорию «элизионных осадочно-породных бассейнов». Он особо подчеркивал, что такого рода бассейнам было свойственно резкое и длительное преобладание тектонических погружений, в результате которых во впадинах накопились очень мощные терригенно-глинистые толщи – от 5 до 10 км в осевых зонах прогибов. В результате такого специфического развития бассейна в периферийных его частях каждый последующий пласт полностью перекрывает и изолирует предыдущий, вследствие чего отсутствуют выходы на дневную поверхность пластов-коллекторов (песчаных, гравийно-песчаных и др.). Глинистые отложения по мере погружения сжимаются и отдают свои газоводные растворы в относительно жесткие пласты-коллекторы. Повышенной водоотдаче способствуют процессы трансформаций смектитовых и смешанослойных глинистых компонентов благодаря высоким геотермическим градиентам, обеспечившим температуры до 100°C на сравнительно небольших глубинах (2–3 км). А, как известно, именно такого порядка температуры особо благоприятствуют процессам обезвоживания смектитов (Кривошеева и др., 1977).

Опираясь на данные Дж.Ф. Берста (Burst, 1969) о том, что при гидрослюдизации монтмориллонитовых компонентов из глин выделяется межслоевая вода в количестве 10–15% исходного объема осадка, В.Н. Холодов (1983) произвел расчет количеств дегидратированной воды применительно к Восточно-Предкавказскому элизионному бассейну. Получились внушительные цифры. При его расчетах, опиравшихся на реальный состав кайнозойских глин в разрезе р. Сулак, оказалось, что из 1 м³ такой глины в результате ее гидрослюдизации должно было освободиться до 110 кг воды. А общее количество дегидратированной воды, выделившейся за последние 10 млн. лет из глин майкопской свиты (если принимать их

среднюю мощность за 1 км, а площадь элизионного бассейна – за 9 000 км²), составило гигантскую цифру - $1 \cdot 10^{12}$ т, которая только на один порядок уступает массе воды в современном Каспии ($75 \cdot 10^{12}$ т).

Существует мнение, что эта цифра могла быть несколько завышена вследствие разложения значительной части молекул воды в процессе литогенеза (Шварцев, 1975). Однако, даже если это так, отдавая себе отчет в условности таких подсчетов, нельзя недооценивать масштабы элизионных процессов в терригенно-глинистых формациях. Благодаря им в центральных частях впадин возникает избыточное водно-флюидное давление. Отжимающиеся из глин флюиды мигрируют по коллекторам в направлениях от центра к периферии бассейна. Так, в случаях маломощности или линзовидности коллекторов, образуются зоны аномально высоких пластовых давлений (СВПД), сохраняемые в течение длительного геологического времени.

СВПД способны активизировать процессы пластового будинажа и песчаного диапиризма (если, например, гидростатическое давление жидкости внутри песчаного пласта превысит геостатическое, то нарушатся связи между зернами-обломками, и последние оказываются взвешенными в газоводном флюиде, что обеспечивает разжижение песка - формирование глубинного пlyingуна). Такое явление служит одним из важнейших условий для грязевого вулканизма.

Инфильтрационные процессы господствуют в существенно иных условиях – в тектонически устойчивых регионах, главным образом, на древних платформах. По данным В.Н. Холодова (1982) «инфильтрационные бассейны» являются сравнительно неглубокими впадинами, построенными по типу артезианских бассейнов, как, например: Московская, Северо-Двинская, Вятско-Камская синеклизы, Ангаро-Ленский позднемезозойский прогиб и другие. В связи с замедленными нисходящими тектоническими движениями мощности осадочного чехла в таких бассейнах небольшие (до 2–3 км). В пределах фундамента господствуют невысокие температуры (40–60°C). По классификации Р.В. Фейрбриджа (1985) (Fairbridge, 1967) такие обстановки отвечают его «зоне эпидиагенеза».

Сам осадочный чехол в разрезе имеет вид одновыпуклой линзы, у которой периферические отложения вскрыты более поздней эрозией. Благодаря их вскрытию в пласты-коллекторы с дневной поверхности проникают вадозные воды. Они по законам гидростати-

ческого напора мигрируют от областей питания к областям разгрузки. Как известно, движение их осуществляется в верхних слоях интенсивнее, чем в более глубоких, что обуславливает хорошо известные гидрогеологам «прямые» гидрохимические зональности.

В таких осадочных бассейнах пласты-коллекторы (в основном песчаные и карбонатные породы) служат главной ареной разнообразных постседиментационных процессов. «Аутигенное минералообразование в этом случае осуществляется вследствие того, что геохимическая характеристика инфильтрующих в пласт вод резко отличается от геохимической характеристики вмещающих пород: реакции взаимодействия в системе инфильтрующая вода – вмещающая ее порода являются главной движущей силой этого явления» (Холодов, 1982, с. 5). При этом залегающие между коллекторами глинистые отложения подвержены гораздо менее заметным изменениям своего первичного состава сравнительно с породами коллекторов. Здесь заметно одно из принципиальных отличий продуктов инфильтрации от продуктов элизии, у которой конечные результаты имеют прямо противоположный характер (глинистые отложения преобразованы интенсивнее всех прочих).

Инфильтрационные гидрогеологические режимы нередко приводят к локальным регрессивно-эпигенетическим изменениям в породах (см. гл. 1). Они вносят свою лепту в возникновение сильной анизотропии физико-механических свойств в породах, из-за чего признаков отчетливой зональности литогенеза в подобных формациях не заметно, либо эти признаки проявлены очень слабо.

Гравитационно-рассольные процессы свойственны катагенезу соленосных формаций в пределах платформ и передовых прогибов. Они очень подробно охарактеризованы на конкретных геологических объектах А.А. Махначем (1989), предложившим именовать данные процессы *галокатагенезом*. Сущность его механизмов в самых общих чертах сводится к нижеследующему. «В этом случае межкристалльная рапа соленосных отложений, которая сама по себе – конечный результат метаморфизма морской воды в условиях полужамкнутого аридного водоема, вначале вместе с солью погружается на некоторую глубину, а затем отделяется от соленосных толщ и вследствие медленного гравитационного просачивания в нижележащие глинистые и песчаные отложения получает возможность вступать с ними в сложные ионообменные реакции. В результате

образуются вторичные магнезиальные силикаты глин, осуществляется катагенетическая доломитизация карбонатов, а сама рапа преобразуется в хлоркальциевые рассолы и избирательно обогащается рудными компонентами. В дальнейшем в случае активизации платформ такие рудоносные рассолы могут по разломам поступать из нижнего структурного этажа в верхний и при наличии сероводорода формировать жильные стратиформные месторождения цветных и редких металлов» (Холодов, 1992, с. 5).

Как видим, здесь климатический и тектонический факторы равнозначны в характере влияния на реализацию процесса галокатагенеза. Очевидна также генетическая связь с этим процессом (так же как и с предыдущим – инфильтрационным) многих *процессов миграции и перераспределения рудных компонентов в осадочных формациях*.

Обратимся теперь к иной группе процессов, у которых связи с седиментогенезом существенно камуфлируются, вследствие усиливающейся роли эндогенных факторных влияний. Они до сих пор освещались в литературе меньше, чем предыдущие процессы, т.к. находятся на грани объектов изучения литологии и петрологии.

Метабластические (или метаморфогенно-бластические) процессы приходят на смену вышеописанным (элизионным, инфильтрационным, гравитационно-рассольным, рудогенерационным) в тех случаях, если осадочная толща оказывается в условиях термобарических режимов метагенетической стадии, т.е. при температурах выше $200^{\circ}\pm 25^{\circ}\text{C}$ и давлений более 200 МПа и (или) при существенной роли стрессовых напряжений (P_{St}). Это уже ликвидационные процессы, которыми завершается бытие стратисферы и определяется её граница с метаморфосферой.

Тектоническая эволюция осадочно-породного бассейна может привести его к таким напряженным термобарическим обстановкам, при которых процессы саморазвития вещества осадочной формации станут определяться качественно иными условиями: когда в результате интенсивного литостатического и (или) стрессового давления уплотнение пород практически заканчивается, система взаимосвязанных пор в них исчезает и начинается господство химических реакций между минеральными (и органическими) компонентами в твердом состоянии, в том числе, активизируется диффузия ионов к границам частиц. Это уже по существу своему метаморфогенные

процессы. Но реализуются они в весьма открытой системе, так как играющие важную роль в таких процессах флюиды могут относительно свободно циркулировать по системам трещин (швов флюидоразрыва), а также вдоль кливажных швов или плоскостей сланцеватости. В конечном итоге у более 50% литотипов осадочной толщи формируются принципиально новые структуры – рекристаллизационно-бластические, шиповидные и другие, новые текстуры – вплоть до сланцеватых и новые минеральные парагенезы (кварц + альбит + слюда $2M_1$ + высокомагнезиальный хлорит и др.), свойственные метабленезу или зеленосланцевому метаморфизму – подробнее см. в книгах (Япаскерт, 1999; 2005; 2008, б). Метабластические процессы в интенсивно дислоцированных бассейнах и в складчато-надвиговых системах бывают тесно взаимосвязаны с формированием так называемых **малых структурных форм**: кливажно-складчатых парагенезов, муллион-структур и др. Механизмы и условия их формирования обстоятельно освещаются в учебном пособии по тектонофизике (Гончаров и др., 2005) и в цитированных выше работах В.А. Галкина (1993) и М.А. Гончарова (1988).

К ним мы адресуем читателя. А в заключение раздела еще раз коснемся вопроса относительно признаков надпородных процессов литогенеза. Они бывают выражены не настолько очевидно, как результаты проявления большинства процессов породного и компонентного уровней. Применительно к *метабластическим* надпородным образованиям и проявлениям малых структурных форм автор предложен конкретный диагностический рецепт: если метаморфогенному перерождению исходных свойств подвержена более чем половина всех присущих формации литологических типов пород, то всю формацию надо считать метаморфизованной. Прочие аспекты ранжирования процессов мы рассмотрим в следующей главе.

ПРИНЦИПЫ СИСТЕМНОГО АНАЛИЗА ПРОЦЕССОВ И ФАКТОРОВ ГЕНЕЗИСА И ЭПИГЕНЕЗИСА ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД И ИХ АССОЦИАЦИЙ В СРАТИСФЕРЕ

4.1. Системы и их свойства применительно к земным сферам и их элементам

Выше отмечалось, что на современном уровне развития наук литология характеризуется *генетической направленностью, историчностью и системностью* подхода к познанию природных объектов. Первые два аспекта из вышеперечисленных прочно укоренились в исследованиях литологов. Системный подход начинает проникать в их исследования, обретая все больше сторонников многостороннего способа познания изучаемого объекта как элемента сложной природной целостности, сформированного и эволюционирующего в совокупности и в многообразных взаимосвязях с иными её элементами, без учета которых наша итоговая научная информация получится не полной, выхолощенной, а иногда и просто искаженной. «Системный подход является в известной мере альтернативой происходящему сейчас дроблению и детализации направлений в науке, в том числе и в литологии» (Крашенинников, 1981, с. 3). О важности такого подхода («синтетического изучения природных объектов») писал ещё в начале XX века В.И. Вернадский. Эти идеи стали активно развивать в геохимии осадочных образований его ученики и последователи, прежде всего, А.И. Перельман (1979), а позднее А.А. Ярошевский (Геохимия литогенеза, 1983, с. 158–168).

Применительно к пониманию литогенеза системный подход пропагандировали Н.Б. Вассоевич и В.В. Меннер (1978), Г.Ф. Крашенинников (1981, 1987); а ныне особенно результативно внедряет системную методологию в формационные литологические и нефтегеологические исследования академик А.Н. Дмитриевский (1993). Аспекты системного подхода к стадияльным анализам постседиментационных процессов пороодообразования и предметаморфических породных изменений рассматривал автор в малотиражном

учебном пособии (Япаскурт, 2005, с. 131–141) и статьях (Япаскурт 1998; 2002), а аспекты системного синергетического мышления в литологии охарактеризовал В.П. Алексеев (2008, 2012) в своих докладах на Всероссийских литологических совещаниях минувших лет.

До того, как приступить к обсуждению затронутых этими исследователями проблем, ознакомим сперва читателя с вопросами и информацией о том, что же собою представляют реальные системы нашей планеты и что вообще символизирует само по себе понятие «система».

Для начала процитируем фрагмент из учебника по геохимии «Хорошо известно, что земная кора и Земля в целом разнородны. Они расчленяются на системы разного ранга... К системам относятся и Земля в целом, и земная кора, гидросфера, атмосфера, артезианский бассейн, почва, кора выветривания и т.д. Характерная особенность систем заключается в наличии противоположных процессов, связывающих их части в единое целое» (Перельман, 1979, с. 14).

А теперь обратимся к более общим и точным определениям сути и свойств природных образований, отвечающих категории систем. С этой целью привлечем сведения из новейших монографий и учебных пособий о концепциях современного естествознания (Бондарев, 2003; Найдыш, 2004; Пригожин, Стенгерс, 2003; Хакен, 1980 и др.).

Система определяется как *совокупность элементов, находящихся в отношении и связях друг с другом и образующих целостность* (Бондарев, 2003, с. 140–141); иногда добавляется: *образующих структурную целостность, отчлененную от среды* (Крашенинников, 1987, с. 21). Каждой системе присущ ряд необходимых для неё свойств. Главные шесть свойств ее таковы:

1. *Целостность* – принципиальная неделимость свойств системных элементов и невыводимость из них свойства целого, т.е. присущего самой системе.

2. *Эмерджентность* – наличие у системы специфического свойства, которое не присуще никакому её элементу в отдельности. Иными словами, применительно к литогенетической системе простое суммирование элементарных качеств её минеральных и органических компонентов не адекватно качественным особенностям крупного геологического образования (формации или всей стратиферы).

3. *Структурность*, или возможность описания системы через установление её структуры. В данном случае под структурой систе-

мы подразумеваются сети связей и отношений её элементов. Элементами здесь именуется неделимые части системы. При этом иные её части, состоящие более чем из одного элемента, именуется подсистемами.

4. *Иерархичность*, при которой каждый природный объект может рассматриваться как самостоятельная система (или подсистема), принадлежащая более обширной системе. Иными словами, «все существующие объекты и процессы имеют определенный уровень организованности» (Бондарев, 2003, с. 144). С учетом иерархичности системных структур автором производилось ранжирование литогенетических процессов и факторов (Япаскурт, 2005), к которому мы обратимся несколько позднее, во второй половине этой главы.

5. *Взаимозависимость системы и среды* – это свойство, благодаря которому любая система обретает доступные нашему познанию признаки всех прочих своих свойств в результате взаимодействия с окружающей её средой. Это нашло отражение в формулировке Н.М. Страхова (1963) о сущности стадии катагенеза как преобразований осадочных породных компонентов под влиянием меняющихся $P - T$ и др. обстановок среды их пребывания в земных недрах.

6. *Множественность описания системы* – трактуется так: вследствие сложности её строения и невозможности «объять необъятное» в познании всей этой сложности для исследователя допустимо построение любого множества теоретических моделей, каждая из которых описывает только какой-то определенный аспект системы, ибо охватить всё единой моделью в принципе невозможно. Данный тезис сводится, в частности, к правомочности сосуществования нескольких схем стадийности постседиментационного породообразования, то есть моделей типизации литогенеза, построенных по разным принципам: минерально-парагенетическому (Коссовская, 1962; Эпигенез..., 1971), гидрохимическому (Махнач, 1989; Холодов, 1983), углепетрографическому (Мазор, Матвеев, 1974), комплексному стадийно-геодинамическому (Япаскурт, 1995; 2002) и др. Эти разноаспектные модели не исключают, но дополняют друг друга в зависимости от содержания различных задач исследования природного объекта и среды его пребывания.

Тут возникает потребность уточнить понятие «среда». Как правило, в публикациях по системному анализу геологических объек-

тов этот термин используется без пояснения, как нечто само собой разумеющееся. Наше отношение к нему таково: *среда, воздействующая на систему*, – это контактирующие с ней сопредельные системы, которые обмениваются с данной системой энергией, веществом и информацией. Среда, как и системы, ранжируема. Таковой, например, применительно ко всей стратисфере представляются выше- и нижележащая геосферы со свойственными им вещественными особенностями, физико-химическими и реологическими свойствами и термобарическими обстановками их бытия. А применительно к минерально-породной внутривстратисферной подсистеме это будут выше- и нижележащие слои, через твердую фазу которых кондуктивно передается тепло, а также литостатические либо стрессовые нагрузки давления, а через флюидную фазу – на подсистему воздействуют конвективные тепловые импульсы, процессы диффузии химических компонентов и др. факторы. Среда характеризуется также конкретным местонахождением объекта исследования внутри системы более крупного ранга (планеты Земля – внутри Галактики; конкретной геосферы – на конкретном расстоянии от центра тела планеты; осадочно-породного бассейна – на определенном уровне глубин под поверхностью стратисферы и проч.).

Освоив все вышесказанное, обратимся непосредственно к объектам нашего исследования. Вполне очевидно, что и стратисфера, и седиментосфера – это целостные земные системы (условно назовем их мегасистемами, помня иерархичность ранжирования этих категорий; термин «мега-» здесь условен, так как сами они входят в системы геосфер всей планеты Земля, Солнечной системы, Галактики и ещё более гигантских образований в Космосе). Обе наши мегасистемы включают в себя ряд дочерних систем многопорядковых рангов, с последовательным снижением уровня их организации. К числу таковых принадлежат и упомянутые (и детально изученные) А.И. Перельманом (1979) системы почв и кор выветривания, которые представляют собою подсистемы седиментосферы, поглотившие своими процессами верхние горизонты стратисферы. А внутри неё в качестве элементарных подсистем низкого ранга могут рассматриваться отдельные пласты и линзы осадочных горных пород вместе с находящейся внутри них флюидной фазой (растворы и газы). В качестве более крупных систем представляются их ассоциации – водоносные горизонты и водоупоры внутри осадочной фор-

мации – см. в описаниях А.И. Перельмана (1968, 1979). Формации сами по себе, как парагенезы определенных генетических типов и фаций, среди которых имеются нефтегенерирующие и нефтегазодносные, безрудные и рудоносные – тоже представляются системами, сформированными в процессе возникновения и эволюции крупных структурных элементов земной коры. Сами эти элементы в совокупности представляют ещё более крупные системы.

Применительно к мегасистеме стратисферы в ранге макросистем выделяются: *бассейны породообразования* и *складчато-надвиговые сооружения* орогенов.

Здесь мы слегка отвлечемся от главной нити нашего повествования, на время, сосредоточив внимание на терминологии, которая до сих пор трактуется геологами разных школ не одинаково.

Начнем с понятий: «осадочный бассейн», «осадочно-породный бассейн», «бассейн седиментации» и «бассейн породообразования». Затем перейдем к «орогенезу».

Осадочный бассейн (ОБ), по английски *sedimentary basin* (от латинского *sediment* – осадок, и древнекельтского *bas* – углубление) – широко распространенный в мировой литературе термин, который, однако, трактуется неоднозначно. Обобщая различные оттенки его понимания, логично отметить два основных аспекта его трактовки: 1 – как *водоём, фрагмент зоны осадкообразования* и 2 – как *осадочно-породное тело, фрагмент стратисферы*. В последнем аспекте ОБ понимался Ч. Ляйелем ещё в 1833 г., и так же он трактуется сегодня зарубежными и многими отечественными геологами.

Ч. Ляйель употребил слова *bas* для обозначения отложений, выполняющих впадину или котловину в более древних горных породах. В качестве примера он приводил Парижский и Лондонский ОБ, заполненные относительно молодыми осадочными комплексами кайнозоя. Теперешние исследователи – Х. Рединг (H. Reading), С.И. Романовский и др. тоже понимает под ОБ седиментационное выполнение депрессионных тектонических структур, сформированных в обстановках какой-то вполне определенной стадии геодинамического развития участка литосферы.

Во второй половине XX в. советские литологии Н.Б. Вассоевич и П.П. Тимофеев обратили внимание на неудачность использования слова *sedimentary* в данном термине, поскольку в строении ОБ участвуют не одни только осадки, но и осадочные горные породы.

Впрочем, неточное соответствие этого слова его смысловому содержанию Н.Б. Вассоевич объяснил особенностями перевода термина на русский язык с английского языка, в котором смысловые оттенки понимания слова *sediment* имеют более широкий, чем у нас, диапазон: в английской трактовке упомянутое слово может означать одновременно и рыхлый, недавно отложившийся осадок, и любую осадочную породу. И вот этот второй аспект английского понимания слова *sediment* утрачивается в переводе на наш язык, использующий название осадка согласно его первоначальной латинской транскрипции.

Учтя все это, Н.Б. Вассоевич (1979) предложил вместо ОБ использовать другой термин, ставший весьма популярным у советских и российских геологов-нефтяников – осадочно-породный бассейн.

Осадочно-породный бассейн (ОПБ), по Н.Б. Вассоевичу, это *целостная и достаточно автономная система пород и флюидов, возникшая в результате выполнения осадками самостоятельно развивающейся крупной впадины ($n \cdot 10^3 - n \cdot 10^6 \text{ км}^2$) и характеризующаяся единством своей геологической истории.*

П.П. Тимофеев в 1970 г. пошел по несколько иному пути – генетического и историко-геологического анализа эволюции ОБ, предложив оставить этот термин только в собирательном смысловом значении, и разделив его на две категории: 1) бассейн седиментации (или седиментационный) и 2) бассейн породообразования (или породный).

Бассейн седиментации, или **седиментационный** (СБ) – это *участок земной поверхности, включающий как территорию конечного накопления осадка, так и окружающие ее площади мобилизации и переноса веществ осадка.* Это категория системы седиментосферной. В ископаемом состоянии эти площади в большинстве своем не сохраняются, будучи эродированными и денудированными. Они ретроспективно восстанавливаются с помощью литолого-фациальных и палеогеографических построений, произведенных внутри породного бассейна.

Бассейн породообразования, или **породный** (БП) *представляет только часть образований СБ, которые уцелели от последующей денудации и погребены в тектонически погружившейся депрессии (впадине, синеклизе и проч.), где осадки претерпели стадию диагелиза и превратились в породы, претерпевающие, в свою очередь,*

преобразования различных уровней катагенеза или регрессивного эпигенеза. Это многокомпонентная флюидопородная система, в которой реализуются физико-химические процессы дифференциации и перераспределения веществ на многих системных уровнях – внутрисловом, межслоевом и межформационном. БП являются генераторами и вместилищами множества видов полезных ископаемых – артезианских вод, нефти, газа, углей, стратиформных руд Mn, Fe, Mg, Cu, Pb, Zn, Au, Pt, U, редких земель, бокситов, различных глин, соляных пород, фосфоритов и др.

Сравнивая между собой понятие БП и СБ, видим, что это *разные историко-геологические категории*, которые отличны временем своего существования, и морфологией. СБ охватывает (и охватывал в геологическом прошлом) во многом более обширную сравнительно с размерами БП площадь, распространяемую на территории *питающих провинций* (т.е. водосборов) и на территории транспортировки из этих провинций вещества в конечный водоем, и сам водоем (озеро, лагуну, океан). Впоследствии геологическая история региона может быть такова, что на площади СБ возникает не один, а несколько БП, разобшенных между собой тектоническими поднятиями более древних породных комплексов или разломами. Каждый БП при этом представляет из себя крупную палеотектоническую структуру, имеющую в вертикальном сечении форму линзовидную, трапециевидную либо клиновидную. Она (эта форма БП) не остается неизменной, т.к. структура живет согласно эволюции тех геодинамических режимов, которым она подвержена. Участки дна БП испытывают погружения разной интенсивности (с ускорениями, замедлениями, остановками) и поднятия. Последние могут быть локальными и интенсивными, приводящими к разрывно-складчатым дислокациям осадочного выполнения БП (горсты, валы внутри синеклиз, антиклинали внутри краевых прогибов и проч.), побуждая перестройку внутреннего флюидодинамического режима и стимулируя тем самым различные регрессивно-эпигенетические процессы. В обстановках стрессовых напряжений нередко происходят также горизонтальные перемещения блоков БП. Иными словами, его структура в течение геологического времени претерпевает постоянные изменения. Они сказываются на процессах постседиментационного преобразования и изменения структурно-минеральных особенностей пород внутри *осадочной формации* или ряда

формаций, выполняющих данные БП. В расшифровку таких процессов (вообще) и их рудогенерирующего значения (в частности) существенный вклад способны внести методы рассматриваемых здесь системных стадийальных исследований – см. в работах (Аполлонов, Лебедев, 2010; Лукин, 1997; Холодов, 2010 и др.).

Динамика изменений внутренней структуры БП бывает очень разной. Известны чрезвычайно долго погружавшиеся в основном впадины (Прикаспийская синеклиза на окраине Русской плиты или впадины мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты) и бывают структуры, претерпевшие после их погружения инверсионно-складчатые изменения различной интенсивности – умеренные (Днепровско-Донецкая впадина чехла Восточно-Европейской платформы) или же интенсивные (Донецкий бассейн).

При очень интенсивных тектонических перестройках БП превращается в *складчато-надвиговую систему* (СНС) тектонически подвижного пояса. СНС континентов именуют также *орогены* (Халин, Ломизе, 2005, с. 227). Эти СНС, сложенные преимущественно осадочными формациями, прежде (до расцвета мобилистской концепции плитной тектоники) именовались *миогеосинклиналями*. Это мезозоиды Верхояно-Колымской и Аппалачской СНС, альпиды Большого Кавказа, Карпат и др. подобные им образования. Их терригенные и карбонатные породы претерпели не только пликативные и дизъюнктивные нарушения формы своего залегания, но также и заметные вещественные изменения – в большинстве своем свойственные стадии метагенеза (анхиметаморфизма), локально сменяемой более значительными изменениями зеленосланцевого и амфиболитового метаморфизма.

Исследователь осадочного процесса в СНС должен, в первую очередь, прибегнуть к формационно-палеотектоническому реконструированию исходной (древней) палеоструктуры БП, который послужил матрицей для формирования складчатого пояса. Затем, исследуя минеральные парагенезы и этапность их возникновения и изменения, надо восстановить историю формирования прежней зональности катагенеза в этом БП. После чего, как бы «выводя за скобки» всяческие последиагенетические изменения, анализируются реликты диагенетических и седиментогенных минеральных и структурно-текстурных признаков исходных фациальных обстановок породо- и осадкообразования, и по полученным результатам реконструируется исходный СБ или его часть.

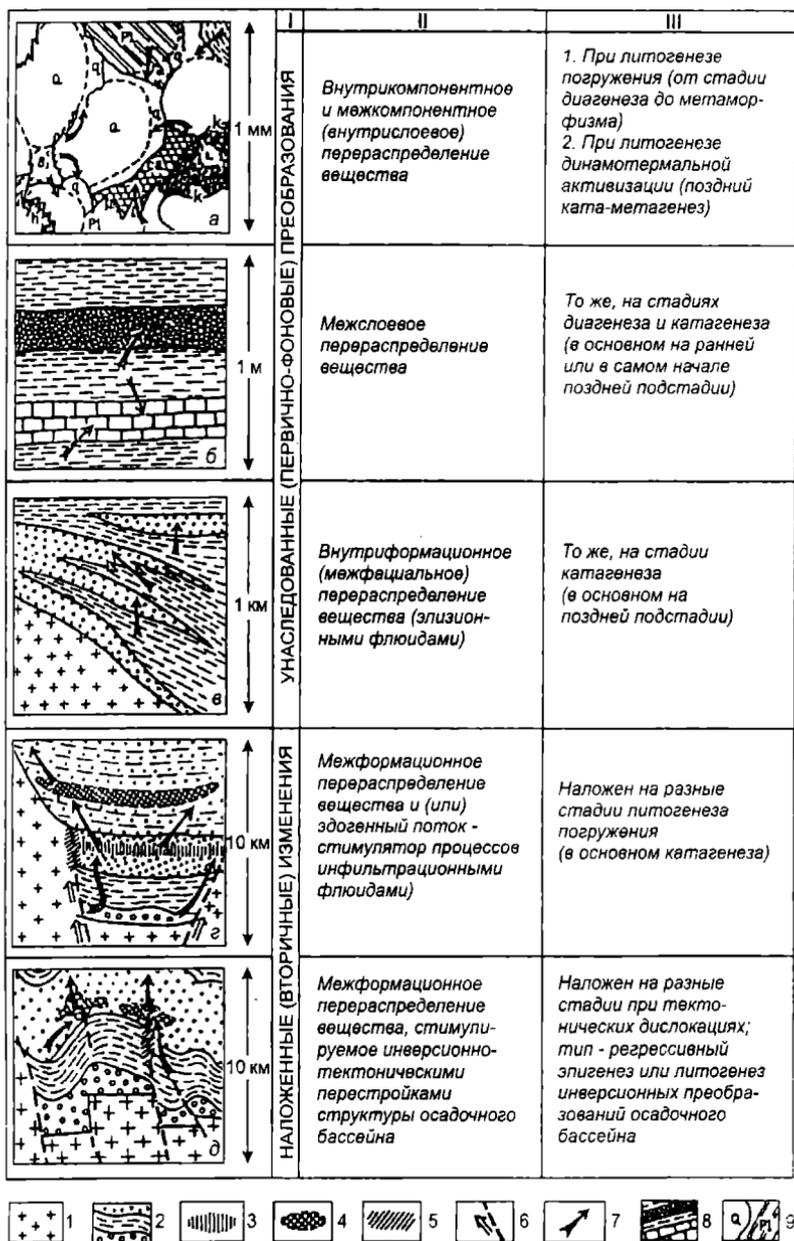


Рис. 4.1. Схема ранжирования эпигенетических породных преобразований и перераспределения веществ на разных системных уровнях организации стратисферы

В левом столбце изображены примеры преобразований, унаследованных от состава исходных осадков (а-в) и наложенных изменений (г-д), справа: I – названия выделенных категорий, II – их масштабность применительно к способам перераспределения вещества, III – стадии и типы литогенеза, которым свойственны категории а-д; 1 – фундамент ОБ; 2 – различные комплексы осадочных пород; 3 – зоны децементации и возникновения вторичной пористости; 4 – вторичная карбонатизация; 5 – вторичная каолинитизация, цеолитизация и др. новообразования; 6 – потоки флюидов и тепловой энергии (стрелки) вдоль разломов (пунктир); 7 – потоки флюидов, возникших вследствие трансформации осадочных минеральных и органических компонентов; 8 – различные литотипы; 9 – кластогенные компоненты в песчанике (состав обломков: g – кварц, pl – плагиоклаз, bi – биотит, l – литокласты; аутигенные образования: q – кварц, а – альбит, h – хлорит, са – кальцит; k – коррозионные структуры).

В таком ретроспективном стадийном познании условий и истории породных изменений и исходных обстановок осадконакопления участвует, как видим, неразрывный синтез методов формационного, литолого-фациального и стадийно-генетического анализов, которых объединил системный подход к природному макро- или мегаобъекту исследования. Примеры см. в работах (Япаскурт, 1992; 1999).

Вся совокупность БП и отчасти СНС на Земле составляет *стратисферу*. Её система и присущие ей подсистемы не пребывают в состоянии стабильности, хотя к таковой постоянно стремятся, не обретая её. Они развиваются и меняются (очень медленно в сравнении жизнью людского поколения, но весьма ощутимо в масштабе геологического времени бытия нашей планеты), обмениваясь между собой веществом (рис. 4.1), энергией и информацией, которая закодирована в системных структурах.

4.2. Структурные индикаторы характера взаимосвязей элементов природной системы и представления о способах её самоорганизации

Напомним ещё раз, что одной из основных характеристик системы является структура, то есть совокупность составных частей и способ связи между ними (Перельман, 1979, с. 14). Применяя теперь к понятию «*structure*» тринитарный подход, можно его символизировать так:



Данная триада, возникшая в результате воздействия на вещество осадка или породы определенного природного процесса *sensu stricto* дает нам ключ к диагностике признаков таких процессов, которые были отчасти описаны в главе 3.

Изучая внутрисистемную структуру (нано-, микро-, макро-, мегаразмеров), мы познаем способы связи между составными частями системы. А таковые принадлежат одной из двух вероятностных категорий: прямая и обратная.

Прямые связи широко распространены в природе, например, влияние солнечного излучения на биогенные и физико-химические процессы в седиментосфере или влияние вещественного состава осадочной формации (её седиментофонда) на характер зональности катагенеза в стратисфере.

Обратная связь, или «воздействие управляемого процесса на управляющий орган» (Перельман, 1979, с. 15) может быть *положительна*, когда результат процесса усиливает его и система удаляется от исходного состояния либо *отрицательная*, когда всякое отклонение от стационарного состояния порождает такие процессы, которые возвращают систему в исходное состояние. Наглядные примеры сущности этих понятий заимствуем из вышеупомянутого учебника по геохимии. Вариант положительной связи между системными элементами – появление ледников в нивальных климатических обстановках, которые увеличивает лучеиспускание земной поверхности, что способствует дальнейшему её охлаждению, а значит и дальнейшему росту площади оледенения. Принципиально иной вариант – отрицательной связи представляет усиленное выделение CO_2 в атмосферу в периоды активизаций вулканизма. Эти процессы благоприятствуют «парниковому эффекту» и потеплению климата, а значит размножению флоры и активизации процессов фотосинтеза на суше вместе с усилением карбонатакопления в морских бассейнах. Фотосинтез, угле- и карбонатообразование обеспечивают изъятие из атмосферы значительных количеств избыточной CO_2 и тем самым обеспечивают явную тенденцию к восстановлению исходного химического состава атмосферы. Та же тенденция присуща многим обратимым химическим реакциям при гипергенезе и катагенезе в системах: вода – минеральные компоненты. Реакции осуществляются по принципу тормозящего противодействия химических процессов Ле-Шателье: «всякая система

подвижного равновесия стремится измениться таким образом, чтобы эффект внешнего воздействия был минимальным» (Перельман, 1979, с. 15). Такая отрицательная обратная связь определяет явление *саморегулирования*: всякое отклонение от стационарного состояния вызывает такие процессы, которые возвращают систему в исходное состояние (см. там же).

Примеры таких саморегулирующих процессов приводил в своих теоретических обобщениях Л.В. Пустовалов (1940), не прибегавший к системной терминологии, но на деле развивавший системный анализ в построении своих концепций.

Применительно к седиментосфере (её Л.В. Пустовалов именовал зоной осадкообразования) он писал, «что процессы осадкообразования как бы стремятся изжить те нарушения равновесий, которые возникают под влиянием разных причин... Всякий раз, когда там или здесь происходит нарушение равновесия, когда возникают новые несоответствия и противоречия, факторы осадкообразования начинают проявляться с новой силой, стремясь сгладить эти несоответствия и вернуть систему в состояние равновесное. Это относится не только к чисто физическим явлениям, как, например, к разрушению высоких скал и заполнению за их счет пониженных участков, – совершенно в такой же мере это относится к химическим процессам, протекающим в зоне осадкообразования. Малейшие нарушения температуры, давления, концентрации, газового режима и т.д. нарушают равновесия, если даже они установились, и дают толчок новым химическим изменениям» (Пустовалов, 1940, т. I, с. 52). «Нарушение равновесия между растворенными в воде солями вследствие испарения воды и повышения концентрации солей немедленно влечет за собой выпадение избыточных солей в осадок и тем самым – восстановление равновесия. Напротив, равновесие, нарушенное опресненными континентальными водами засоленного бассейна, сейчас же начинает восстанавливаться обратным переходом в раствор ранее выпавших солей, что и компенсирует их недостаток в растворах, возникающих при смешении пресных вод с солеными» (там же, с. 52–53).

Подобное же стремление к саморегулированию химического равновесия свойственно и системам «минералы-вода» внутри стратисферы, на стадиях диагенеза и катагенеза: например, поддержание некоего баланса между коррозионными и аутигенно-регенера-

сионными процессами перераспределения кремнезема внутри песчаных тел (см. в гл. 3). Но это и гомологичные ему явления действительны только в определенных рамках значений P и T , концентраций растворов и др. факторов среды пребывания системы.

Резкое и существенное изменение любого из таких факторов может повлечь за собой возникновение обратной связи не отрицательного, а положительного свойства. Оно стимулирует необратимые изменения системы, подводя её к параметрам так называемых «точек бифуркации» см. (Пригожин, 2003; 2006; Пригожин, Стенгерс, 2008). Перешагнув через них, система не возвращается в исходное состояние, а кардинально меняет свою структуру или свой вещественный состав, как бы сама, выбирая один из оптимальных вариантов её обновления – она *самоорганизуется*.

Здесь напомним, что под *самоорганизацией* понимаются *результаты проявления таких природных процессов, которые при воздействии на открытую неравновесную систему, достигающую в своем постепенном развитии критического уровня крайней неустойчивости, переводят её скачкообразно в качественно новое состояние – с более высокой степенью устойчивости и упорядоченности внутрисистемной структуры*. Например, это полный метаморфизм осадочной горной породы и свойственные ему парагенезы новообразованных минералов, которые равновесны и устойчивы только в границах вполне определенных термобарических констант (Фации метаморфизма, 1969). Конечно же, и эта равновесность метаморфосферы не абсолютна, но по сравнению со стратисферой качественное состояние этой самоорганизованной системы совершенно иное и более приспособленное к новым экзогенным $P - T$ режимам земных недр.

На данном примере мы видим, как в согласии с принципом И. Пригожина, из неравновесных открытых систем зарождаются и формируются новые структуры, то есть осуществляются процессы самоорганизации системы. Внутрискратисферная постседиментационная зональность в осадочных комплексах, описанная в работах А.Г. Коссовской (1962), автора (Япаскерт, 1992) и др. литологов внутри мощных терригенных формаций палеозоя и мезозоя различных регионов – это и есть продукты процессов самоорганизации вещества, не завершённой к моменту нашего их наблюдения. Они всего лишь итоги процесса, достигшего какую-то стадию своего функционирования.

Читателю, желающему подробно разобраться в этих обстоятельствах, рекомендуется вышеотмеченные книги и др. работы ученых школы бельгийских исследователей во главе с русским ученым И. Пригожиным, который разработал новую теорию системодинамики.

Согласно этой теории И. Пригожина материя не есть пассивная субстанция, но ей свойственна спонтанная активность. Она побуждается неустойчивостью равновесных состояний, в которые времени вступает *открытая система* в результате её взаимодействия с окружающей средой (а все системы планеты Земля принадлежат к категории *открытых* Космосу, так как они поддерживаются в определенном состоянии за счет непрерывного притока извне и (или) стока вовне вещества, энергии, информации – см. в (Геохимия литогенеза, 1963; Найдыш, 2004, с. 544) и др.). В случаях, когда переломные моменты неустойчивых равновесий (точки бифуркации – см. выше), преодолеваются системой, она тогда с непредсказуемой степенью вероятности становится менее либо более организованной – «диссипативной».

Таким образом, в период функционирования и развития открытых систем осуществляется *борьба двух противоположных тенденций*: 1 – укрепление неоднородностей структурирования и локализации внутрисистемных элементов и 2 – рассеивание неоднородностей, диффузия, деструктуризация системы; вплоть до её превращения в хаос. А первая тенденция приводит к тому, что открытая система становится самоорганизующейся. Этому способствуют её обмены энергией и информацией со смежными системами.

Опережая несколько последующее повествование, отметим, что скрупулезный анализ способов связи между составными частями природных систем и между системами разного ранга (вся земная кора, её стратисфера, её бассейны породообразования, бассейны артезианские; вся седиментосфера, её гидросфера, атмосфера, коры выветривания, почвы, морские и океанские илы и проч.) привел целый ряд исследователей к веско аргументированным выводам о явных свидетельствах самоорганизации этих природных систем, что соответствует базовому положению синергетики – см. в работах (Горяинов, Иванюк, 2001; Летников, 1992, 2004; Шварцев, 1995, 2007). Тут находят объяснение такие взаимосвязанные с самоорганизацией природные закономерности, как *необратимость* эволюции геосфер и *нелинейность* их внутрисистемных процессов. По-

следние носят пороговый, или дискретный характер – при плавном изменении внешних условий поведение системы изменяется на определенном этапе скачком (Найдыш, 2004, с. 545; Япаскурт, 1999, с. 245–246). Работы литологов на пороге XXI столетия принесли свидетельства того, что процессы последиагенетического минералогенеза реализуются *дискретно*. Поэтому *катагенетическая зональность*, упомянутая выше (см. табл. 2.2 и 2.3), *представляет собой интегральный эффект* прерывистых и не всегда синхронных глубинных процессов, многие из которых (регенерация, кристаллобластез и др., см. в главе 3) кратковременны. Следовательно, плавная последовательность усложнения породных изменений сверху вниз по разрезу осадочной толщи – это один из частных случаев проявления зональности аутигенных новообразований катагенеза и метагенеза. По-видимому, импульсивность процессов, формирующих и изменяющих осадочные горные породы, и относительная кратковременность некоторых из этих процессов – распространены в природе шире и встречаются чаще, чем это представлялось нами прежде. Потому что импульсивность литогенетических новообразований имеет скрытый от прямого наблюдения характер, будучи проявленной, внутри тех осадочных толщ, которые длительно пребывали в условиях интенсивного и стабильного погружения и без инверсионных перестроек их тектонической структуры. При этом возникал *эффект кажущейся постепенности* наращивания измененности осадочных отложений по мере роста палеоглубины их залегания. Признаки дискретности литогенетических процессов камуфлированы. Их позволяют выявить лишь стадияльные анализы признаков минералогенеза и структурогенеза на многих уровнях функционирования системы – см. в главе 3 и в работах (Япаскурт, 2008 а, б; Duton and Timothy, 1990; Spotl et al., 1993).

Рассмотрим это на примерах отдельных систем БП и СНС при стадии катагенеза. Эти системы сами по себе *внутренне противоречивы*. Они формируются как изначально неравновесные образования ещё на стадии седиментогенеза. В редких случаях, при сочетании благоприятных климатических и тектонических условий и обстановок седиментации (гумидный тропический климат плюс вялый тектонический режим погружения дна бассейна) формируются близкие к мономинеральным, «минералогически зрелые» отложения. Их компоненты близки к состоянию физико-химической рав-

новесности, но не достигают такой в абсолюте (учитывая наличие межкомпонентной водно-газовой-бактериальной массы).

Таким образом, уже в самой внутрисистемной структуре заложена возможность для функционирования многих межкомпонентных (см. в главе 3) процессов, а воздействия от среды лишь стимулируют и ускоряют их (например, известное удвоение скорости химических реакций при каждом повышении T на 10°C).

Одним из первых на это обратил внимание Н.М. Страхов (1960), который писал, что в приповерхностных условиях диагенеза основным двигателем породообразования служили биохимические и химические реакции между разнородными компонентами седиментофонда, тогда как при глубинных катагенетических изменениях главенствующую роль приобретало противоречие между совокупным веществом породы и растущими воздействиями на неё P и T -факторов (см. в главе 2).

Так, например, по данным А.Г. Коссовской и В.Д. Шутова (Эпигенез..., 1971) минералогически «зрелые» кварцевые пески и существенно каолиновые глины формаций чехла кратонов, будучи погруженными в сферу господства катагенетических процессов, преобразуются в кварцитовидные песчаники и аргиллиты. Главными их аутигенными минералами являются регенерационный кварц и хорошо окристаллизованный каолинит; а на стадии метагенеза они сменяются кварц-диккитовой ассоциацией. В других терригенных формациях, с полимиктовым составом кластогенного алюмосиликатного и глинистого вещества, при катагенезе возникает разнообразный спектр аутигенных минералов (изначальные осадки рифтовых впадин, перекратонных и передовых прогибов, орогенных областей). Объясняется это тем, что интенсивные темпы погружения дна СБ быстро выводят из сферы диагенеза осадочное вещество, компоненты которого не успевают взаимно уравновеситься. Оказавшись в обстановке термобарических нагрузок стадии катагенеза, эти компоненты становятся донорами множества химических элементов и их соединений. Ими порождается разнообразие аутигенных минералов. Эти минералы при вхождении вмесившей их породы в сферы нарастающих с глубиной P и T трансформируются в иные так, что в разрезах терригенных формаций с толщинами в несколько км литологи наблюдают определенные типы вертикальной зональности аутигенного минералогенеза (см. табл. 2.3). Описания

таковых зон см. в работах (Коссовская, 1962; Япаскурт, 1992; Эпигенез..., 1971). Их пытались принимать в качестве диагностических признаков для расчленения катагенеза на дробные подстадии (раннего, среднего и позднего), однако такие схемы не вытерпели испытания временем по причинам, к изъяснению которых мы вернемся ниже.

Одна из этих причин состоит во многофакторности и многоэтапности минералообразующих, пороодообразующих и породопреобразующих процессов, о чем читателю отчасти сообщалось в главе 3.

4.3. Факторный анализ эпигенезиса осадочных горных пород

Выше были упомянуты работы, авторы которых принимали в качестве главного (а по сути – единственного) фактора влияния на эпигенезис (катагенез и метагенез) *термодинамику среды пребывания* внутрискратисферных систем.

Другие же исследователи отдавали и отдают предпочтение *факторам* гидрогеологическим, в том числе химизму глубинных вод (Махнач, 1989; Перельман, 1968, 1979; Холодов, 1983, 2010). Наиболее ярко это их предпочтение отразилось в следующей формулировке: «Изменение горных пород под влиянием подземных вод называется *катагенезом, эпигенезом, гидрогенезом*. Эти явления приурочены к водоносным горизонтам и их контакту с водоупорными породами. Центральные части водоупорных горизонтов могут быть сравнительно слабо изменены, т.е. в осадочной толще наряду с сильно измененными породами имеются «запечатанные» неизменные или слабо измененные породы» (Перельман, 1979, с. 237).

Последняя фраза данного абзаца достоверно отражает анизотропию как степени измененности, так и физио-химических свойств у чередующихся между собой слоев, претерпевших одинаковые условия катагенеза в обстановке одинаковой глубинности их залегания. То есть, она констатирует физико-химическую неуравновешенность элементов системы на стадии катагенеза. А первая фраза нуждается в комментарии.

Она в принципе бесспорна, но не дает нам полную информацию о сути катагенезиса. Водный флюид – действительно важнейший фактор. Без его участия не осуществимы процессы коррозии аллотигенных породных компонентов и кристаллизации аутигенных минералов. В то же время этот флюид в данном случае может играть двойную роль: 1 – среды, в которой накапливаются вещества от

минералов-доноров и, насыщая её, выделяются из раствора в коллоидной либо кристаллической фазах; 2 – поставщика вещества из других подсистем или смежных систем.

Именно вторым случаем из вышеназванных обусловлена часто наблюдаемая в терригенных формациях афациальная постседиментационная карбонатизация песчаных пород разного генезиса (см. в главе 3). Эти известковые песчаники перемежаются с зонально измененными их собратьями на самых разных уровнях глубинности в разрезах мощной терригенной формации (такой, например, как верхоянский комплекс мезозойд на северо-востоке Азии), так что автор, выявивший и картировавший зональность (этапность) усиления постседиментационной измененности песчаников (см. табл. 2.3), выводил «за скобки» пункты их карбонатизации наподобие тому, как удаляют из записей радиоволн флуктуации шумов (Япаскурт, 1992).

Бывают геологические условия, при которых вторичная карбонатизация пород в одних слоях, сочетающаяся с декарбонатизацией и каолинизацией в смежных с ними горизонтах, вообще искажают стадийную зональность минералогенеза, создавая мозаичную картину степени измененности породы (на многих участках мезозойского уровня чехла Западно-Сибирской плиты). Объяснимо это тем, что в данных случаях активно «поработали» инфильтрационные либо эксфильтрационные притоки водных растворов, миграцию которых вызвали тектонические перестройки структуры изначальной впадины БП (Япаскурт, 2005; Холодов, 2010).

Итак, *водный флюид в осадочной толще представляется здесь дуалистическом аспекте – и как элемент системы (обеспечивая аутигенез за счет резерва её собственного седиментогенного вещества), и, нередко, как сама среда либо проводник влияния среды на систему, главным образом как передатчик влияний $P - T$ факторов и их разновидностей – Ps , Pf , Pst* . Это мы рассмотрим подробнее несколько ниже, в главе 5.

Исследователи, как правило, склонны к признанию приоритета отдельного, выборочно намеченного фактора. Однако субъективизм урезает полноту нашего представления о эволюции процесса *sensu lato*. Синтез всех, а точнее – большинства известных нам факторов постседиментационного породообразования встречается в немногих работах (Махнач, 1989; Холодов, 2010). Будем надеяться на активизацию этого направления исследований в ближайшем бу-

душем. А пока рассмотрим теперь *систематизацию факторов литогенеза и их ранжирование*.

Фактор (лат. *factor* – делающий) – движущая сила какого-либо процесса, влияющее на него условие (Малая сов. энциклопедия, 1960; т. 9, с. 870). Факторы, управляющие литогенетическими процессами (или оказывающие какое-либо влияние на них), упоминаются во многих работах. Но, как ни странно, почти нигде не приводились ни их определения, ни ранжирования по значимости. Факторами назывались и прямые, и сложные (многомерные) влияния на процессы породообразования. Так, например, в качестве этих факторов рассматривался и состав компонентов самого осадка, и состав привнесенных извне флюидов, и температурные воздействия, и влияния «среды седиментации», и влияния «фактора» геологического времени, и влияния «тектонического фактора».

Ясно, что последние три представляют собой многомерные и длительные влияния, которые нельзя ставить в один ряд с первыми, упомянутыми в перечне. Следовательно, необходимо ранжирование факторов, к которому прибегнул автор (Япаскурт, 2002; 2005), и о котором будет рассказано несколько ниже.

Возвращаясь сперва к первоисточникам факторного анализа, напомним, что почти полстолетия тому назад в своей монографии о постдиагенетических изменениях осадочных пород Н.В. Логвиненко (1968) вводит целую главу, называя её «Факторы вторичных изменений осадочных пород». К ним он отнес (в порядке перечисления в монографии): 1 – температура; 2 – давление (разделяемое на «одностороннее» и «стрессовое»); 3 – первичный минеральный состав пород (он в работах И.В. Хворовой станет именоваться «петрофонд», а в работах автора – «седиментофонд»); 4 – состав подземных вод и поровых растворов и степень их минерализации; 5 – явление пластичности; 6 – фактор времени. Относительно последнего делалась оговорка: «Интенсивность вторичных изменений осадочных пород при прочих равных условиях зависит от длительности процесса... Но само время не является в прямом смысле породообразующим фактором» (Логвиненко, 1968, с. 13). С этим утверждением полностью согласен автор, *относящий время к категории только интегратора разных факторных влияний*. Применительно к периодам их активизации целесообразно употреблять иной термин – *длительность*.

Большинство из вышеперечисленных факторов (исключая третий) имеют эндогенную природу. Экзогенные же факторы хотя «работают» только в зоне осадкообразования, но тоже косвенно влияют на направленность процессов литогенеза в стратисфере, о чем будет подробнее рассмотрено несколько ниже.

Единственная в своем роде попытка ранжирования только экзогенных факторов успешно предпринималась польским литологом Р. Унругом (Седиментология, 1980, с. 12). Им выделялся такой ряд (в направлении от элементарного к сложному): 1) фактор среды (англ. – *environmental factor*) – 2) группа факторов среды, названная составным элементом обстановки (англ. – *environmental element*) – 3) условия, подразделяемые на тектонические и климатические.

Влияние факторов среды на седиментацию иллюстрировалось следующим образом. «Например, карбонат кальция растворенный в морской воде (фактор, связанный с материалом, находящимся в пределах обстановки), осаждается в сублиторальной обстановке в разной форме в зависимости от интенсивности волнений и турбулентности (фактор, связанный с энергией обстановки): на участках сильной турбулентности – в виде ооидов, а на участках со слабой турбулентностью – в виде известкового ила. Расположение зон с различной турбулентностью зависит, в свою очередь от глубины, характера рельефа дна и направления господствующих ветров (факторы, касающиеся геометрии среды)» (Седиментология, 1980, с. 12).

Следующей по уровню организации категорией являются нижеперечисленные составные элементы обстановки: 1) осадочный материал, находящийся в пределах обстановки (аллотигенный и аутигенный); 2) энергия среды (кинематическая энергия движения воды и воздуха, тепловая энергия и энергия химических связей); 3) геометрия обстановки (формы и размеры бассейна осадконакопления, направления течения воды и движения ветра, направления изменений свойств осадков); 4) деятельность биосферы (возникновение биогенных осадков, влияние на их химические условия обстановки, механическая переработка осадков).

Составные элементы обстановки подчинены климатическим и тектоническим условиям. Эти условия представляют собой параметры высшего порядка, определяющие особенности осадочного материала, накапливающегося в седиментационном бассейне. В другом месте той же книги отмечалось, что на все процессы седиментогенеза, зависящие от климатических и тектонических

факторов, «накладывается деятельность биосферы, представляющая собой особый сложный и многофазовый (разрядка автора) фактор» (Седиментология, 1980, с. 11).

Нечто подобное требовалось создать применительно к постседиментационному литогенезу. И автор сравнительно недавно предпринял такую попытку. Нам представляется, что факторы литогенеза (ФЛ) могут быть ранжированными по нижеследующим принципам.

I. По принципу комплексности и масштабности ФЛ делятся на две группы:

A – элементарные ФЛ. Сюда относятся температура, давления (литостатическое, стрессовое, гидростатическое), концентрация растворов (аутигенных и аллотигенных), *pH*, *Eh*, парциальные давления растворенных газов, состав осадков (или седиментофонд).

Б – комплексные ФЛ. Это: климат, ландшафт (понятие включающее рельеф местности седиментационного бассейна, а также имеющийся там биос, составы почвы, коры выветривания, составы поверхностных и грунтовых вод и приземной атмосферы), фациальная обстановка седиментации (элемент ландшафта), темп седиментации, тектонический режим.

II. В свою очередь, ФЛ можно типизировать иначе – исходя из **внутренних резервов самого осадка и особенностей среды**, в которой этот осадок находится и преобразуется в породу. По такому принципу можно обособить следующие категории: А – ФЛ внутренние (или ФЛ литотипа); Б – ФЛ внешние (или ФЛ среды нахождения литотипа), разделив их, в свою очередь, на Б-1 экзогенные (применительно к зоне осадкообразования) и Б-2 – эндогенные.

A. Внутренние ФЛ делятся на: А-1 – свойства компонентов седиментофонда, а-1 – состав аллотигенных компонентов, а-2 – состав аутигенных (седиментогенных) компонентов, а-3 – состав биогенных компонентов, а-4 – состав вулканогенных компонентов, а-5 – состав космогенных компонентов, б-1 – структура литотипа, б-2 – упаковка компонентов в литотипе, в – текстура, г-1 – изначальная пористость открытого типа, г-2 – изначальная пористость закрытого типа; А-2 – состав, концентрация, *pH*, *Eh* поровых растворов, заимствованных из бассейна, где накапливался осадок; А-3 – то же у растворов, рожденных минеральными трансформациями самого осадка при диагенезе, катагенезе и проч.; А-4 – влияния состава вещества и флюидов, мигрирующих из соседнего (ближайшего) литотипа.



1 – прямое влияние факторов I порядка; 2 – прямое и частичное влияние факторов I порядка; 3 – прямое влияние факторов II порядка; 4 – прямое влияние факторов III порядка; 5 – обратные связи разных порядков.

Рис. 4.2. Схема соподчиненности факторных влияний на процессы седиментогенеза, литогенеза и раннего метаморфизма в стратисфере

Фактор А-4 условно отнесен к внутренним, потому что он нередко «работает» на микроуровне. Так, например, И.М. Симанович (1978) иллюстрировал образец кварцевого метапесчаника, состоящего из слоев толщиной в первые миллиметры, отличных своими составами и микроструктурными особенностями. Одни слои содержали листочки терригенного биотита и межзерновой глинистый заполнитель (матрикс), а другие были без матрикса. На стадии катагенеза в первых слоях возникла усиленная коррозия кварца вследствие щелочной среды, обусловленной трансформациями биотита. Кремнезем мигрировал оттуда во вторые слои, обеспечив там массовое развитие регенерационного кварцевого цемента (см. рис. 3.4 в гл. 3).

Б. Внешние ФЛ можно подразделить на: Б-1: 1 – климат в период седиментации, 2 – ландшафтно-фациальная обстановка седиментации (включая водосборные территории), 3 – темп седиментации, 4 – конседиментационный тектонический режим; а также постседиментационные Б-2 – состав, концентрация, pH , Eh растворов, привнесенных из соседних формаций, либо нижележащих геосфер, 2 – палеотемпературы (T), 3 – давление литостатическое (P_s), 4 – давление стрессовое (P_{st}), 6 – тектонический режим БП, интегрирующий влияния вышеотмеченных факторов.

Рассмотрим теперь ход анализа прямых и косвенных факторных влияний на литогенез по схеме, показанной на рис. 4.2. Там отмечены стадии: мобилизации осадочных компонентов, переноса их и накопления осадка, диагенеза, катагенеза и начального метаморфизма. В геометрических фигурах на схеме символизированы факторы групп А, Б-1 и Б-2, а стрелками показаны их взаимосвязи (прямые и обратные, непосредственные и косвенные).

Априори заметим, что ныне в общих чертах не осталось сомнения в том, что всегда и всюду седиментогенный этап предопределял последующие процессы литогенеза. Проблемы наследования условий седиментации процессами литогенеза была выдвинута в числе важнейших задач литологии П.П. Тимофеевым, и развивалась исследователями его школы и автором (Япаскурт, 1992). Эта проблема практически неисчерпаема. Сейчас особенно актуальны связанные с нею задачи – прослеживание от самых начальных этапов литогенеза в глубь, до метаморфизма включительно, предельных уровней влияния каждого в отдельности экзогенного фактора применительно к различным конкретным генетическим типам отложе-

ний в бассейнах с разными этапами тектонического развития. Мы только что приступаем к их решению. Относительно седиментогенных факторов (Б-1) известно, что они оказывают опосредованное влияние на процессы литогенеза через ФЛ внутренние категорий А-1 и А-2, которые были подчинены климатическим, ландшафтным, а также конседиментационным тектоническим условиям развития СБ, которые влияли на темпы заполнения впадин осадками.

Из классических работ Н.М. Страхова хорошо известно, что седиментогенез на континентах и в окраинных морях подчинялся главному внешнему фактору – климатическому Б-1, с неизбежными коррективами, которые вносятся местами вулканизмом, а также конседиментационной тектоникой Б-1.4. Последняя влияла опосредованно через рельефы и размеры водосборов и конечных водоемов стока (Б-1.2) и, главное, посредством темпов воздымания питающих провинций, влияющих на длительность, а значит и на степень завершенности терригенной мобилизации осадочных компонент. Здесь особо важными параметрами Н.М. Страхов считал отношения V/L – площади питающей провинции (V) и конечного бассейна (L). К данному параметру можно добавить еще степень компенсируемости впадины СБ осадками (Япаскурт, Ростовцева, Карпова, 2003). А она бывает обусловлена во многом темпами тектонических погружений дна СБ (Б-1.3) и воздымания его водосборов.

Дело в том, что при медленных темпах погружения и компенсационном осадконакоплении существенно возрастает длительность мобилизации веществ и длительность их пребывания в обстановках малоглубинного диагенеза. Вследствие этого факторы из групп А-2 и А-3 успевают сработать на максимальное взаимоуравновешивание минеральных и органических компонент осадка. Значит, в стадию катагенеза попадает уже во многом выхолощенная, химически инертная система со всеми вытекающими из этого последствиями.

Напротив, в случаях стремительных темпов захоронения осадков (например, во внутриконтинентальных рифтогенных впадинах или в морских бассейнах континентальных окраин) взаимно неуравновешенные и реакционноспособные компоненты и поровые воды осадка, быстро миновав сферу диагенеза, вскоре поступят в глубинно-катагенетическую напряженную $P-T$ обстановку влияния факторов Б-2.2 – Б-2.3, а те в свою очередь активно способствуют минеральным трансформациям, аутигенезу, метасоматозу и кристаллоб-

ластезу. Подробные и конкретные примеры см. в наших работах (Япаскурт, Горбачев и др., 1997; Япаскурт, 2002). В таких условиях интенсивное выделение элизионной водно-флюидной фазы интенсифицирует прочие литогенетические процессы. Здесь реализуются прямые и обратные связи: темп тектонического погружения дна БП (фактор Б-2.6) и обусловленный им рост T и Ps (факторы Б-2.2 и 2.3) благоприятствовали процессам формирования элизионных растворов, а они, мигрируя в области более низких давлений, являлись главным теплоносителем и, вместе с тем – активизатором процессов аутигенного минералогенеза либо (в благоприятных к тому условиях) рудогенеза и нефтидогенеза, а иногда могли быть активизатором локальных тектонодислоцированных процессов (Гончаров, 1979; 1988).

Итак, возвращаясь к схеме факторного анализа (см. рис. 4.2) мы видим, что на стадиях седиментации и литогенеза среди факторов группы Б-1 и Б-2 *одна из ведущих ролей принадлежала тектоногенезу*. Он оказывает как прямые, так косвенные воздействия на иные ФЛ, в частности, прямое влияние – на темпы захоронения осадков и на формирование больших мощностей формации. В данном случае важен расчленено-возвышенный рельеф прилегающего ландшафта водосборной территории, тоже напрямую зависящей от тектонического воздымания. Усиленная денудация интенсивно воздымающегося водосбора способствует необходимым для элизии лавинным темпом седиментации. Наконец, тектогенезу может быть подчинен вулканизм. Наличие его даже в весьма отдаленных от бассейна областях благоприятно для привноса пепловых частиц, трансформируемых затем в смектиты, а трансформации смектитов в слюды обеспечивают глубинную водную элизию. В этом проявились косвенные (опосредованные) влияния тектогенеза, добавленные к его прямым, отмеченным выше воздействиям на катагенетические процессы. Роль климатического фактора в такой ситуации отодвигается на второстепенный план, хотя и ее нельзя сбрасывать со счетов (имеются в виду зависящие от нее биос, гидрохимический режим водоема и прочие условия).

Среди внешних факторов Б-2: глубинные T , высокие Ps и проч. – все, как говорилось выше, находятся под прямым влиянием тектогенеза; а внутренний фактор А-1 – седиментофонд был опосредованно (через ландшафт водосбора) тоже связан с тектоногенезом. В

случае отдаленного вулканизма эта связь усиливается. Остальные факторы – А-2 и А-3, то есть составы, концентрации, *pH* и *Eh* поровых растворов (экзогенных и эндогенных) напрямую связаны с условиями седиментации и с составом седиментофонда, а косвенно – с Б-1.4 и Б-2.6.

Применительно к катагенезу и послекатагенетическим стадиям метакатагенеза-метаморфизма необходимо считаться не только с внутрисистемными, но и с внесистемными факторами среды. Они способны в определенных геологических обстановках камуфлировать влияния ФЛ Б-1, а при некоторых условиях даже полностью исключить последние. Здесь наиболее существенны Б-2.2 – палеотемпературные влияния, а ими, в свою очередь, «управляет» глубинный тектонический режим (Б-2.6). Потому, что именно он создавал те условия, которые благоприятны для подтока эндогенных флюидов (Б-2.5), обеспечивающих усиленный разогрев осадочной толщи (механизмы – см. в главе 3).

Рассматривая послекатагенетические породные изменения в толщах дислоцированных пород, нельзя недооценивать роль *Pst*-тектонического «бокового сжатия», или стресса (фактор Б-2.4), к которому неоднократно привлекали внимание петрологи-метаморфисты и некоторые тектонисты (Леонов и др., 2000). Интерес к этому фактору возрастает и у литологов (нефтяников, в том числе) (Соколов, 1985; Соколов, Япаскурт, 1983). О большой роли *Pst* свидетельствуют, в частности, недавние экспериментальные исследования низкотемпературных химических реакций при хрупком разрушении вещества (под односторонним давлением), предпринятые Б.М. Чиковым (1992). Его эксперименты показали, что: а) механическое разрушение вызывает скачкообразное возрастание скорости химических реакций; б) процесс этот имеет самоускоряющийся характер и даже при наличии локального очага напряжения он охватывает большие объемы пород; в) распространение химических превращений в стороны от зоны разрушения имеет автоколебательный характер и само химическое превращение происходит скачкообразно. Оказалось, что «увеличение свободной энергии низкотемпературной системы на 40-80 кДж/моль путем механической активизации без изменения температуры смещает равновесие в сторону образования высокотемпературных продуктов – в тонкодисперсных средах (особенно в случаях деформации со сдвигом) при темпера-

туре менее 100°C возможны химические реакции, которые без активации протекают при температурах 1000°C и более (Чиков, 1992, с. 17). Ранее о большой роли стресса в усилении катагенетических преобразований писал Б.А. Соколов (1985), используя особый термин для наименования зон и стадий усиленных стрессовых влияний: «динамокатагенез», а также автор, применивший для той же категории постседиментационных преобразований иное наименование: «литогенез типа динамотермальной активизации» (Осадочные..., 2004, с. 245–271; Япаскурт, 1992; 1995).

Завершая предпринятый здесь системный обзор факторных влияний (см. рис. 4.2.) можно убедиться в постоянстве наличия прямых либо косвенных (очень опосредованных) свидетельств о многостадийных проявлениях единого тектонического фактора в ряду других ФЛ – неисчерпаемых по своему многообразию движущихся сил постседиментационных процессов породообразования и породного изменения. Поэтому именно *тектонический фактор, будучи интегратором множества иных факторных влияний на литогенез, может приниматься в качестве надежного индикаторного признака, рекомендуемая к использованию для типизации разнообразных моделей литогенеза* (Япаскурт, 2002); см. в конце книги. Но это вовсе не исключает ценности и значимости литогенетических типизаций, строящихся по иным признакам, как утверждалось в описании седьмого свойства системы (см. в начале главы).

Итоги вышеизложенного таковы. Прежде всего теперь можно с уверенностью заявить о том, что стадийный анализ – этот коренной метод реконструкции процессов постседиментационного эпигенезиса – претерпел ныне качественное обновление и может именоваться как *системно-генетический стадийный анализ породообразующих и породопреобразующих экзо- и эндогенных процессов и влиявших на них факторов* (или СГСА). Он становится необходимой базой для дальнейшего теоретического моделирования процессов и условий литогенеза и для переосмысления причин возникновения определенных коллекторских свойств у пород ОБ, возникших и развивавшихся в обстановках различных геодинамических режимов на платформах и в тектонически подвижных поясах континентов. Созданные на основе СГСА для конкретных осадочных формаций мезозоя и палеозоя модели эволюционирования мно-

гофакторных литогенетических процессов (с объяснениями способов формирования аномально улучшенных коллекторских свойств) применительно к вeurиплатформенным рифтогенным впадинам, а также синеклизам, антеклизам и передовым прогибам, были частью опубликованы в статьях автора и его коллег (Япаскурт, 2002, 2008; Япаскурт, Горбачев, 1997; Япаскурт, Горбачев и др., 1997; Япаскурт, Золотарев и др., 1997; Япаскурт, Ростовцева, Карпова, 2003 и др.), частью проходят стадию доработок. При этом мы ясно сознаем, что любые усовершенствованные геологические модели всегда будут иметь *вероятностный* характер. Причина – многофакторность литогенеза и неизбежная неполнота наших знаний о роли абсолютно всех факторов, что служит препятствием к исчерпывающей характеристике осадочных процессов. Однако для их познания и уточнения в будущем перед исследователями сохраняются большие возможности.

Реализовать такие возможности помогает системный и историко-геологический подходы к познанию природных объектов. Любая система нашей планеты в своем саморазвитии стремится к равновесности своих компонентов внутри себя и по отношению к среде пребывания системы. Процессы уравнивания имеют длительность, соизмеримую с миллионами, десятками миллионов и более земных лет, а в течение этого срока, как правило, меняется среда, что порождает возникновение новых прямых и обратных с ней системных связей, вплоть до возникновения уровней бифуркации и случайных факторов перехода системы в качественно новое состояние. Результаты – различные виды литогенетической зональности, метаморфизм осадочных комплексов, магматизм и стратиформный рудогенез.

Все вышеперечисленные образования, как известно, возникают при участии одного из глобальных природных процессов, которому классики литологии признали ведущим – *фазовой дифференциации веществ*, которой подчинены процессы не только седиментогенные, но и постседиментационные (Пустовалов, 1940; Страхов, 1962; Холодов, 1999). Обращаясь к системному анализу стратисферы в целом вместе с иными геосферами, можно теперь утверждать, что *осадочная и постседиментационная формы фазовых дифференциаций веществ представляют собой неотъемлемые элементы ещё более высокого системного уровня – процессов самоорганизации*

природных систем. Дифференциация – это процесс стремления системы к самосохранению в пределах определенных границ параметров среды – T , P , Eh и pH . Притоки энергии и веществ извне обеспечивают непрерывное смешение веществ. Ему же противостоят очередные импульсы дифференциации. Она здесь пребывает в диалектическом единстве с интеграционными процессами, но доминирует длительно – до момента попадания системы на экстремальные бифуркационные рубежи. Возникший тогда в системе кратковременный (относительно кратковременный) хаос генерирует в конечном счете новый порядок устройства структуры системы под воздействиями новых, доминирующих над смешением, импульсов дифференциаций веществ.

Все это, в конечном итоге, влечет планетарную мегасистему и её геосферы к необратимому характеру их эволюции, о котором свидетельствовали А.Б. Ронов, И.М. Страхов, Е.В. Хаин и А.Л. Яншин в своих фундаментальных трудах о возникновении и развитии нашей планеты.

ГАЗОВОДНЫЙ ФЛЮИД ПРИ ЭПИГЕНЕЗИСЕ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД И ЕГО РОЛЬ В САМООРГАНИЗАЦИИ СТРАТИСФЕРЫ

5.1. Водно-флюидная фаза как главный продуцент и фактор миграции и дифференциации веществ в стратисфере

Исследуя процессы аутигенного минералообразования и стадийных породных изменений в стратисфере, следует учитывать огромную роль одного из вездесущих компонентов стратисферы - привносимых туда сверху и снизу, а также генерируемых внутри осадочной оболочки газоводных флюидов. Их истинную роль в эпигенезисе оценил одним из первых в начале прошлого века В.И. Вернадский (не употреблявший термина «эпигенезис», но глубоко вникнувшей в суть процессов, свойственных этой стадии). Аргументируя вышесказанное, приводим несколько цитат из его трудов.

«Масса воды порядка приблизительно 10^{17} т проникает во все твердое вещество биосферы и стратисферы, в самые на вид водонепроницаемые породы. В капельножидком состоянии она занимает все пустоты и трещины, большие и мельчайшие в рыхлых массах, образуя равновесия: вода (растворы) → твердое вещество, расслаиваясь стихийно и закономерно ... на гигроскопическую, пленочно-волосную и капельножидкую воду.

Самые большие массы воды выделяются, по-видимому, не в этой форме, но проникают в форме волосной воды во все твердое вещество земной коры. В огромном большинстве случаев водные растворы образуют невидимую глазу твердую губчатую массу, пронизывающую незаметно для наших органов чувств сплошную твердую массу пород, например кусок какого-нибудь гранита.

Но вода идет глубже в области высоких температур, в геосфере метаморфическую и магматическую». (Вернадский, 1994, с. 245).

Далее наш классик, гениально предвидя явление самоорганизации геосфер, писал: «Земная кора, и очевидно сама Земля, не есть инертное тело в космосе не связанных между собой явлений: она является своеобразным механизмом, обладает известной организо-

ванностью, которую мы только что начинаем вскрывать» (Вернадский, 1994. с. 248). И ещё: «Все водные растворы планеты от стратосферы наверху и до магмосферы внизу представляют единое равновесие, чрезвычайно сложное, но очевидно закономерное. Механизм связи создается, с одной стороны, упругостью водяных паров, т.е. равновесием: природные воды ↔ природные газы, и, с другой стороны, волосными силами равновесия: природные воды ↔ твердое вещество земной коры, ибо все твердое вещество проникнуто, как губка, тончайшей сетью водных растворов, образующихся и восстанавливающихся стихийно и необратимо» (Вернадский, 1994, с. 248). Далее следует ещё одно заключение, очень важное для понимания причин наличия жидкой фазы при «надкритических» температурах метаморфизма: «... В природе нет физически и химически чистой воды, а есть только водные растворы, и эти водные растворы отделимы только в воображении от окружающей их среды» (Вернадский, 1994, с. 249).

Теперь к вышесказанному можно ещё добавить заключение о том, что неизменным посредником между ассоциациями породных компонентов (минеральных и органических) и *P-T* условиями недр служит именно *водно-флюидный режим в БП: он принадлежит к числу важнейших факторов постседиментационного преобразования пород* (Бро, 1980; Карцев, 1982; Кисин (2009); Кривошеева и др., 1977; Зверев 2006, 2009; Махнач, 1989; Шварцев, 1975).

В природе вообще не бывает «безводного» диагенеза и катагенеза. Забывая про это, некоторые исследователи выделяли особую категорию «гидротермального литогенеза» (Осадочные..., 2004, с. 272–306), хотя в действительности *любой вид литогенеза гидротермален*, но только динамика водно-флюидной фазы пребывает разной в зависимости от различных режимов формирования и бытия конкретных БП. Вот одно из подтверждений сказанному: «Всякое эпигенетическое минералообразование связано с реакциями в водном растворе. Даже механические деформации, например, вдавливание кварцевых зерен в обломки глинистых или глинизированных пород, на самом деле косвенно зависят от реакций локального растворения – переотложения. Во-первых, само такое вдавливание происходит тем интенсивнее, чем сильнее коррозия кварца глинистыми минералами соседнего обломка. Во-вторых, вдавливание происходит сильнее в те зерна, которые более интенсивно глинизи-

рованы, а замещение обломочных зерен глинистыми минералами тоже невозможно без водного раствора» (Лебедев, 1992, с. 118–119).

Это был только частный пример. Их известно множество. Обобщенные сведения о гигантских масштабах миграции флюидов в осадочной оболочке по экспериментально-расчетным данным приводились Ф.А. Летниковым (1999, 2000), Б.А. Соколовым (2001), У. Файфом, Н. Прайсом и А. Томпсоном (1981), В.Н. Холодовым (1983), Л.Е. Яковлевым (Осадочные..., 2004. С. 323–331) и др. исследователями.

В данном случае принимается трактовка терминов по (Летников, 1999, с.65): *флюид* – это существенно водная, водно-газовая, паровая или газовая среда (состоящая из компонентов флюида в соединении с петрогенными, рудными и иными элементами), заключенная или переносимая в массе горных пород литосферы; *флюидный режим* – совокупность физико-химических параметров, характеризующих состояние флюидных систем. *Флюидные системы в пределах всей земной коры и верхней мантии являются преимущественно открытыми, неравновесными и динамичными, т.е. обменивающимися с окружающей средой веществом и энергией.* Любая из таких систем может быть представлена совокупностью малых равновесных подсистем.

Данный постулат принимался Ф.А. Летниковым (1992, 1993, 1999, 2000) за основу применительно к анализу внутрилитосферного минералообразования. Упомянутый исследователь одним из первых внедрил синергетические принципы в познание таких самоорганизующихся природных систем. Он заметил, что «... понятие об «управляющих параметрах», или «модах», введенное Г. Хакеном, оказалось весьма продуктивным, ибо позволяет из всего многообразия факторов, влияющих на состояние тех или иных систем, выделить один или два главных, оказывающих решающее влияние на процессы, протекающие в этих системах» (Летников, 2000, с. 212).

Таковым главным фактором применительно к стратисферной оболочке служит именно ее флюидный режим. Он находится в определенной генетической взаимозависимости с другими особо влиятельными факторами литогенеза: с термальным режимом недр и с различными видами давления (P_S – литостатического, P_f – флюидного и P_{st} – стрессового). В самом общем виде их взаимосвязи представляются так: «Водно-газовый или газовый флюид является

универсальным теплоносителем, накапливая тепло и химическую энергию в недрах литосферы, и перенося ее к поверхности Земли. И если жидкий водный флюид практически несжимаем, то газовые смеси могут быть сжаты до высоких плотностей, когда в небольшом объеме сжатого газа будет заключено значительное количество тепловой энергии. Поэтому наиболее глубинные флюиды переносят к поверхности планеты наибольшее количество тепловой энергии. В силу этого обстоятельства именно глубинные флюиды являются хранителем эндогенной тепловой энергии Земли, которая многократно превосходит суммарную энергию радиоактивного распада» (Летников, 1999, с. 64).

Проводниками для глубинных флюидов служат, в первую очередь, зоны кливажирования осадочных комплексов, коррелируемые со стадией метазенеза. В формировании их также доказана *важнейшая роль флюидов*. Причем флюидный поток в различных геологических условиях мог обеспечиваться как собственными ресурсами осадочной формации, так и эндогенными источниками. Произведя конкретные расчеты для случаев кливажирования слабометаморфизованных (т.е. предварительно существенно обезвоженных) пород, В.А. Галкин склонялся к признанию приоритетной роли ювенильных вод. «Для кливажной деформации довольно характерны величины сокращения до 20–30%, причем часто все сокращение осуществляется за счет выноса растворимого вещества в масштабах шлифа, образца, части складки, иногда даже обнажения. Для явления макровыноса *диффузионная модель*, как было отмечено, *маловероятна* [курсив наш – авт.]. Но тогда для выноса необходимо количество флюида, в десятки и сотни раз превышающее объем породы!» (Галкин, 1993, с. 62). Однако сама порода к началу ее метаморфизма, как правило, уже основательно обезвожена. Поэтому: «нам кажется, что всю сумму данных и расчетов можно объединить в модель, которая предполагает, что деформация с формированием кливажных парагенезисов чаще всего осуществляется в толще пород, находящейся на пути флюидного метаморфогенного потока...» (Галкин, 1993, с. 63).

Расчеты (сделанные тем же исследователем) количества флюида, проходящего в этих случаях сквозь минеральную систему, дают соотношения «флюид - порода», равные в среднем 2:1 – 5:1 (со значительным ассиметричным разбросом от 20:1 до 1:1). Его полевые

наблюдения свидетельствуют о наличии не только однонаправленных флюидных потоков, но и встречных (конвективных) миграций. При этом не отрицается подсобная роль аутигенных ремобилизованных флюидов внутри кливажируемой толщи.

Сравнительно недавние эксперименты Ф.А. Летникова (1999) привели к открытию принципиально нового механизма флюидного массопереноса через толщи пород литосферы. Этот перенос реализуется скольжением пленок флюида почти на субмолекулярном уровне *вдоль плоскостей рассланцевания*. Оказалось, что по массоемкости данный механизм на несколько порядков превосходит объемный флюидный перенос по зонам трещиноватости. Исходя из вышесказанного, делался вывод о том, что зоны blastomylonitов в разломах являются путями универсального и интенсивного массопереноса петрогенных, флюидных и рудных компонентов по всему разрезу литосферы. И лишь в самых верхних частях разломов – там, где пластические деформации сменяются хрупкими, происходит смена механизмов флюидного переноса: флюиды от пленочных своих состояний переходят к существенно объемным, мигрируя по системам крупных пор и трещин. Вместе со сменой способа миграции флюидов изменяются способы взаимодействия их с породами на стадии катагенеза.

Таким способом, очевидно, внутри стратисферы осуществляется межформационный флюидообмен, не исключая притоков из фундамента. Однако *ведущее влияние на процессы стадии катагенеза оказывают не только и не столько глубинные, сколько внутрiformационные флюиды*. Они в нижних горизонтах стратисферы существенно разогреты. Градации их разогрева, по Е.В. Пинеккеру (1995) таковы: 1 – низкотемпературные воды, подразделяемые на теплые (20–35°C), горячие (35–50°C) и очень горячие (50–100°C); 2 – воды перегретые (100–375°C) и 3 – высокотемпературные (с надкритической $T > 375^\circ\text{C}$).

Очень горячие и перегретые воды элизионной природы в осадочных формациях практически ничем не отличаются от гидротерм. Эти воды тоже способны быть переносчиками металлов, извлеченных из осадочных пород (Габлина, 1983; Ермолаев и др., 1999; Перельман, 1987). Последний из означенных в библиографическом перечне автор особо подчеркивал, что в первой половине XX столетия господствовала теория формирования гидротермальных метал-

лических месторождений, согласно которой они генетически связывались только с очагами магматизма. Но постепенно, по мере накопления литологических, общегеологических наблюдений, геофизических и геохимических данных, стали выявляться серьезные противоречия между упомянутой теорией и фактами: были открыты многие месторождения Cu, Pb, Zn, Au и др. металлов, для которых связь с магматизмом установить не удавалось.

К этому времени гидрогеологи доказали, что горячие воды в земной коре тоже не обязательно порождаются магмой. Было установлено, что «на некоторой глубине от поверхности повсеместно залегает пояс горячих вод, в том числе и в таких районах, где магматизм прекратился сотни миллионов и даже миллиарды лет назад. В этих современных гидротермальных растворах обнаруживались повышенные содержания металлов, поступившие в воды из вмещающих пород. Выяснилось, что даже в вулканических районах вода горячих источников образовалась за счет просачивания на глубину атмосферных осадков. Эти и многие другие факты привели к выводу о возможности образования гидротермальных месторождений за счет поверхностных вод, проникших на большие глубины. Так ранее господствовавшая постмагматическая теория приобрела конкурентов в виде вадозно-гидротермальной...» (Перельман, 1987, с. 16).

Сегодня вадозно-гидротермальная концепция рудогенеза на многих природных объектах находит своё подтверждение не только геологической и литологической аргументацией, но также анализами изотопии и др. геохимических параметров (Анфимов, 1997; Холодов 2006; Аплонов, Лебедев, 2010; Недумов, 2001 и др.).

Вернемся теперь к формам внутрiformационного присутствия вод и к их генезису. По представлениям гидрогеологов, водные флюиды БП находятся в нижеперечисляемых формах. 1. *Свободная* H_2O – гравитационная, капиллярная либо вакуольная. 2. *Физически связанная* H_2O – гигроскопическая, пленочная и осмотическая. 3. *Химически связанная* H_2O – цеолитная (например, в ломонтите $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot 4H_2O$), кристаллизационная (например, в гипсе $CaSO_4 \cdot 2H_2O$) и конституционная (например, в каолините $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ и др. слоистых силикатах). Некоторым минералам свойственны сразу две формы присутствия химически связанной воды. Например, в монтмориллонитах $Na_{0,7}Al_{1,3}Mg_{0,7}Si_8O_{20}(OH)_4 \cdot nH_2O$ и др. находятся воды: конституционная – как комбинация

группы ОН⁻ в октаэдрических позициях кристаллической решетки совместно с кислородными анионами в смежных тетраэдрических вершинах; а также вода кристаллизационная – в виде её подвижных молекул, заполняющих межпакетные промежутки внутри слоистой структуры кристалла.

Теперь общеизвестно, что в самых верхах стратисферы и на начальных этапах литогенеза господствуют свободная и отчасти физически связанная категории вод. По мере углубления и интенсификации породных изменений высвобождаются значительные массы физически и химически связанных вод. В подробности механизмы и закономерности проявления таких процессов раскрыты трудами А.М. Блоха в 1969–70 гг., Р.И. Злочевский, В.А. Королева и др. (1977), А.А. Карцева (1982), С.Л. Шварцева (1975 и др.), а также Дж.Ф. Берста (Burst) в 1969 г.; М.Ц. Пауэрса (Powers) в 1958 г., Е.А. Перри и Д. Ховера (E.A. Perry and J. Hower), 1972 г. и др. Фрагменты их заключений приводятся ниже.

А.А. Карцев конкретизировал *генетические категории водных растворов*, участвующих в литогенезе, выделив: а) *талассогенные*, т.е. погребенные в осадках остатки морских вод; б) *метеогенные* – то же, но из атмосферных осадков; в) *с растворителем возрожденного генезиса*, т.е. выделившиеся из физически или химически связанного состояния; г) *эндогенные*. Их миграция в стратисфере осуществима двумя способами: *эксфильтрационным* и *инфильтрационным*. Первый – это движение вод, зародившееся внутри осадочной толщи, а второе осуществляется извне – из гидросферы, атмосферы, магматических очагов или мантии. Эксфильтрационный тип движения вод включает два вида: *элизионный* (подробно о нем см. в разделе 3.7) и *термодеградационный*, т.е. водообмен, побуждаемый фактором градиентов T на разных стратисферных уровнях.

При диагенезе в осадках преобладают талассогенные или метеогенные свободные и физически связанные растворы. Их режим – эксфильтрация, отчасти элизионное выжимание в основном свободных водных растворов из уплотняемых глинистых илов в песчаные, карбонатные и др. слабо уплотняемые коллекторы. Тут реализуются процессы: гидролиза и гидратации седиментогенных минералов и формирование за счет этого гидроалюмосиликатов (аутигенных глинистых компонент); обмен катионами между растворами и твердой фазой («поглощенные комплексы» глин); сульфидизация за счет взаимодействия H_2S – растворов с гидрооксидами железа; де-

сульфатизация талассогенных растворов в результате их взаимодействий с твердыми компонентами и ОВ, выделяющим при этом углеводороды.

В начальном (слабом) катагенезе внутри пористых песчаных и карбонатных пластов находятся свободные (талассогенные, метеогенные) растворы, а в глинах – связанные H_2O . По мере углубления катагенетических преобразований усиливается эксфильтрация элизионного характера за счет высвобождения из глин физически, а потом и химически связанной H_2O .

В середине катагенетической стадии (при переходе к глубинному катагенезу) «главную движущую роль играет термическая дегидратация глинистых минералов и эксфильтрация водных растворов, формирующихся за счет появления возрожденных (дегидратационных) вод. Они активно растворяют вещество из окружающей среды, однако не могут сразу приобрести высокую минерализацию. В результате... наблюдается появление значительных масс относительно слабо минерализованных растворов» (Карцев, 1982, с. 109). Основной их источник – массовая трансформация смектитов в слюды и (или) хлориты. Здесь же в нефтематеринских формациях происходит обогащение водных растворов углеводородами, т.к. к данному этому приурочена главная фаза нефтеобразования (Вассоевич, 1975; 1986).

На водно-нефтяных контактах (ВНК) при катагенезе особо активизируются процессы минеральных и структурно-текстурных породных изменений и, как следствие этого, возникает существенное различие свойств у водо-, нефте- и газонасыщенных пород. Большой статистический проработанный материал в этой области по множеству конкретных месторождений Волго-Уральской, Западно-Сибирской и др. нефтегазоносных провинций опубликовали исследователи петрофизики осадочных пород в глубинных условиях Г.М. Авчян, А.А. Матвеевко и З.Б. Стефанкевич (1979). Они использовали множество количественных характеристик измененности песчаников в пределах водо- и нефтенасыщенных зон пласта (рис. 5.1), а именно: 1) содержание регенерированных зерен кварца; 2) степень пелитизации обломочных полевых шпатов, слюд и вулканокластов; 3) степень преобразованности глинистого вещества; 4) степень вторичной карбонатизации (кальцитизации, доломитизации) в межзерновом пространстве; 5) количественные и качественные состава аксессуарных минералов и т.п.

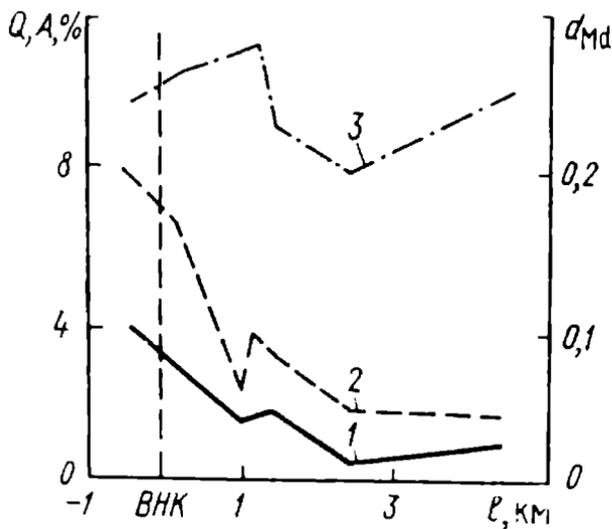


Рис. 5.1. Содержание регенерированных зерен кварца Q (1), пелитизированных полевых шпатов A (2) и медианный диаметр d_{Md} зерен (3) на разных расстояниях l от водонефтяного контакта (ВНК) в пласте B_1 месторождения Усть-Балык (Авчян и др., 1979, с. 14).

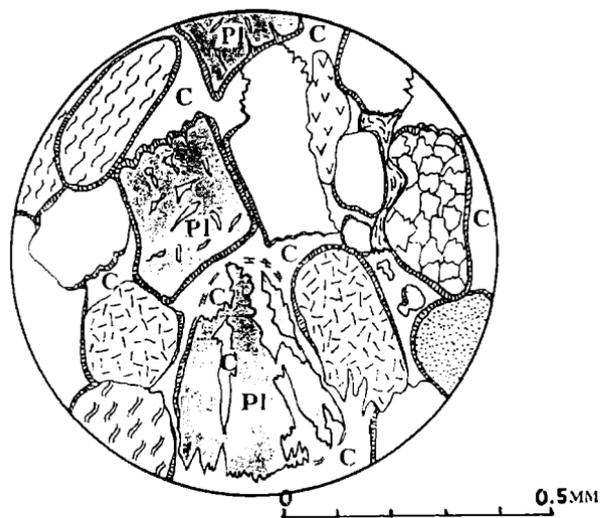
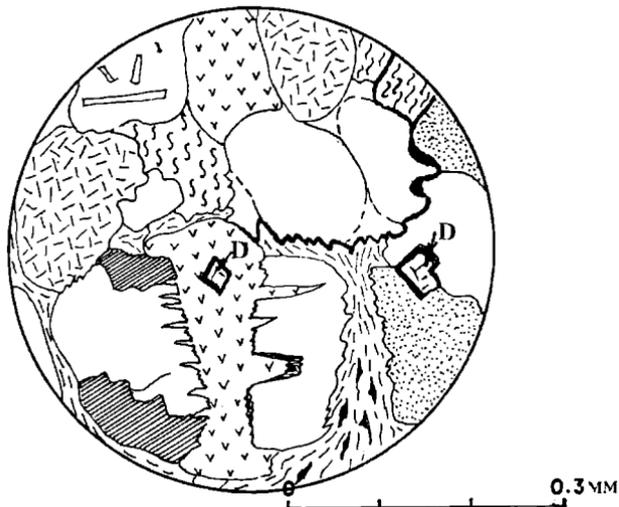
Оказалось, что нефтяные и водонасыщенные коллекторы контрастно различаются масштабностью регенерационных процессов кварца. Так, например, на месторождениях Удмуртии содержание регенерированного кварца в нефтенасыщенных песчаниках составляет всего лишь 1,5%, а в водоносных горизонтах его количество увеличивается до 29% (Авчян и др., 1979, с. 14). Результаты исследования нефтесодержащих пластов месторождения Усть-Балык, по данным тех же авторов, показало заметное увеличение (на 2–5%) содержаний вторичного кварца и усиление измененности обломочных плагиоклазов на ВНК (см. рис. 5.1). Сделано следующее заключение: «Восстановительный барьер у контакта воды и нефти является особой зоной. Здесь за счет окисления нефти развиваются сульфатредуцирующие бактерии. Появляется много CO_2 и H_2 , понижается рН поровых растворов. В водоносной части пластов ниже водонефтяного контакта очень обильны вторичный кварц, титани-

стые минералы, пирит» (Авчян и др., 1979, с. 14–15). Далее эти авторы приводят множество конкретных примеров того, как на ВНК содержание регенерационного кварца достигает местами 20–25%, а ниже и выше по разрезу – снижается до 10% и менее. Ссылаясь на данные О.Г. Зарипова, М.А. Алексеева, Г.А. Каледы и др. нефтяников и литологов, авторы цитируемой монографии указывали на то, что зоны развития в песчаниках вторичного кремнезема развиты как в зоне современных контуров нефтеносности, так и вдоль контуров ВНК геологического прошлого. Там же, в ВНК усиленное разрушение полевых шпатов сопровождается их гидрослюдизацией и каолинитизацией, причем аутигенный каолинит приобретает особо правильную форму псевдогексагональных пластинчатых пакетов.

Кроме того, законтурная область пласта (особенно зона ВНК) часто характеризуется образованием поясов вторичной кальцитизации, где кристаллически-зернистый агрегат CaCO_3 полностью «запечатывает» поровое пространство в песчанике. Мощности таких зон достигают 2–3 м. Они отмечались не только в Волго-Уральской провинции, но и в Днепровско-Донецкой впадине, Припятском прогибе, Тимано-Печорской области и множестве др. объектов (Авчян и др., 1979, с. 16). Автор также многократно наблюдал подобные образования в терригенных комплексах: рифея и венда в основании Московской синеклизы, юры и мела чехла Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты (рис. 5.2) и в др. регионах. Там зона кальцитизации, так же как и зона окремнения сформировались на древних ВНК. Эти зоны чередовались с поясами децементации и разуплотнения терригенных пород.

Механизмы таких процессов объяснены Н.А. Минским (1979), М. Монзером (1993), Г.Н. Перозио (1971). Конечный итог – резкая анизотропия физико-механических свойств осадочных комплексов внутри нефтегазоносных БП. Она (эта анизотропия) обуславливается, в первую очередь, внутриформационным флюидным режимом.

При метагенезе (апокатагенезе) продолжается термическая дегидратация гидрослюдов и др. минералов с появлением новых порций возрождаемых вод. Дополнительное их количество при $t^{\circ} > 270^{\circ}\text{C}$ обеспечивает конверсия метана, содержание которого при главной фазе газообразования может достигать десятки кубометров на 1 м^3 воды (Вассоевич, 1986).



Pl – обломочный плагиоклаз; D, C, – аутигенные компоненты: D – доломит, C – кальцит.

Рис. 5.2. Глубокая инкорпорация терригенных зерен вблизи шва флюидоразрыва, на которую наложена поздняя доломитизация (вверху); аутигенный кристаллически-зернистый кальцит, глубоко корродирующий зерна среднего плагиоклаза и кварца (внизу) в песчанике триаса Тюменской скважины (Япаскурт, 1995).

На стадии раннего (зеленсланцевого) метаморфизма резко активизируется образование вод за счет выделения гидроксильных групп при термическом разложении слюд и др. процессах (подробнее см. ниже).

Новосибирский гидрогеолог С.А. Шварцев (1975), рассмотрев глобально стадийность эволюционирования H_2O при гипергенезе, седименто- и литогенезе, пришел к важному заключению о том, что вода не просто циркулирует в осадках и породах, но при этом она разлагается и вновь восстанавливается, определяя тем самым специфику изменчивой геохимической среды. Этот же исследователь тщательно выполнил системный анализ взаимовлияния водной, газовой и твердой фаз при литогенезе. Особое внимание он уделил системе: «вода – CO_2 – алюмосиликаты», которая принадлежит к числу наиболее распространенных систем в земной коре. Ведущие процессы в ней обуславливаются явлением гидролиза. При нем химически подвижные компоненты переходят в раствор, а малоподвижные образуют вторичные (аутигенные) минеральные фазы – глинистые, цеолиты, оксиды, гидрооксиды и др. Их растворимость ничтожна, и этим обуславливается постоянная ненасыщенность воды относительно алюмосиликатов водовмещающих пород на протяжении длительного геологического времени.

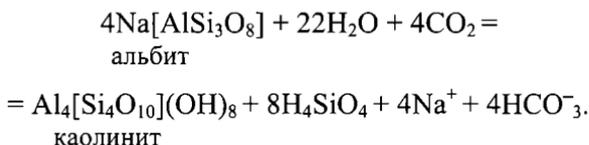
При наличии в этой системе CO_2 (генерируется трансформациями внутриформационного ОВ и глубинными процессами магматизма или метаморфизма) гидролиз сопровождается процессом нейтрализации возникающей при нем щелочности, по реакции: $OH^- + CO_2 = HCO_3^-$. Согласно расчетам по (Геохимия платформенных..., 1983, с. 170) при $T < 200^\circ C$ и обычных значениях парциальных давлений CO_2 в подземных водах ($10^{2,5} - 10^{3,5}$ Па) содержание HCO_3^- на несколько математических порядков превышает концентрацию OH^- , т.е. вышеуказанная реакция протекает слева направо. Благодаря этому нейтрализуется один из продуктов гидролиза алюмосиликатов и поддерживается неравновесность всей системы $H_2O - CO_2 -$ порода.

Однако продукты нейтрализации (HCO_3^-) не могут накапливаться бесконечно. При достижении определенной концентрации, диссоциируя и взаимодействуя с катионами Ca^{2+} или Mg^{2+} , они образуют аутигенные карбонаты. Их появление уменьшает концентрацию соответствующих ионов в растворе. Он, насытившись кальцитом или доломитом, становится ненасыщенным относительно Са-

содержащих силикатов (плагноклазов, некоторых пироксенов, эпидотов и др.), т.е. вся эта система при наличии в ней карбонатов продолжает быть неравновесной и способной к дальнейшему коррозированию породных компонент. Следовательно равновесие воды с горными породами носит равновесно-неравновесный характер: система вода–порода неравновесна с эндогенными алюмосиликатами, но равновесна с продуктами инконгруэнтного их растворения.

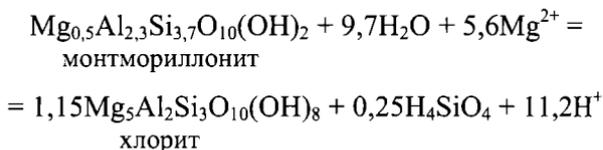
Этот гидролиз алюмосиликатов приводит не только к химическому преобразованию горных пород, но одновременно с ним и к *ионному разложению воды*. Выделившиеся в результате диссоциации ионы H^+ участвуют в реакции гидролиза несколько по-разному на разных стадиях осадочного цикла.

На стадии выветривания силикатных горных пород ион H^+ связывается в кристаллических решетках новообразованных глинистых частиц, а гидроксильная группа в форме HCO_3^- концентрируется в растворе; кроме того, часть молекул H_2O связывается с группой SiO^2 , образуя кремневую кислоту. Пример – реакция выветривания альбита (Шварцев, 1975, с. 61):



Вышеупомянутый исследователь подсчитал, что для выветривания 1 тонны альбита с полной его каолинизацией потребно участие 0,38 тонн воды; для выветривания анортита по той же схеме – 0,2 тонны, а микроклина (с образованием гидрослюд) – 0,26 тонн H_2O и т.д.

На стадиях литогенеза, в особенности при глубинном катагенезе, когда осуществляются массовые трансформации глинистых компонентов аградационной направленности, разложение H_2O осуществляется по «противоположному сценарию» в сравнении с выветриванием: со вхождением ионов H^+ не в кристаллические решетки глин, а прямо в раствор и со связыванием глинами группы OH , а также катионов K^+ и Mg^{2+} . Пример – реакция трансформации смектита в хлорит:



Расчеты (Шварцев, 1975, с. 62) показывают, что при такой реакции разлагается более 35 весовых % воды – примерно в два раза больше того её количества, которое присуще решётке монтмориллонита в различных видах (12–24%). При аналогичной трансформации монтмориллонита в иллит воды разлагается меньше – 5 весовых % (к весу монтмориллонита), но и это составляет почти половину количества его «межслоевой» H_2O . Такие расчеты дали основание ввести коррективы в модели М.Ц. Пауэрса (Powers, 1958), Дж.Ф. Берста (Burst, 1969), Е.А. Перри и Д. Ховера, (Perry, Hower, 1972), согласно которым, на стадии преобразования монтмориллонита в иллит выделяется 15,5 объемных % «межслоевой» H_2O .

Разложение воды при литогенезе с массовым выделением ионов H^+ в раствор сдвигает равновесие химических реакций в сторону образования гидридов – H_2S , CH_4 и др. Это осуществляется в результате уравнивания ионом H^+ тех анионов, которые остались в водном растворе после ухода из него калия и магния в кристаллические решетки трансформируемых глинистых минералов. Такими анионами, в частности, могли быть SO_4^- и Cl^- , если захороненные отложения имели морской или солоноватоводно-лагунный генезис. В таких случаях катион H^+ не всегда мог воссоединиться с анионом HCO_3^- и образовать H_2O и CO_2 , замкнув тем самым цикл, начатый при гипергенезе. В глинистых морских отложениях взаимодействие H^+ и HCO_3^- реализуется не непосредственно, а через сульфат-ион талассогенных растворов, по нижеследующей схеме:



Процессы формирования гидридов H_2S , H_2O , CH_4 и др. в данном случае сопровождаются одновременным окислением углерода OB с образованием CO_2 и возникновением восстановительной геохимической обстановки.

Разложение и синтез воды в осадочных породах продолжают и после катагенеза – при метагенезе и региональном метаморфизме. Но там глинистые минералы исчезают (заменяются слюдами и крупночешуйчатыми существенно магниальными хлоритами, а затем и биотитами), а потому дальнейшее изменение пород сопровождается выделением не ионов H^+ , а гидроксильной группы. Учитывая, что метаморфизуются не только глинистые, но и карбонатные породы, можно прийти к заключению, что в данной системе воссоединяются разделенные еще при выветривании водные ком-

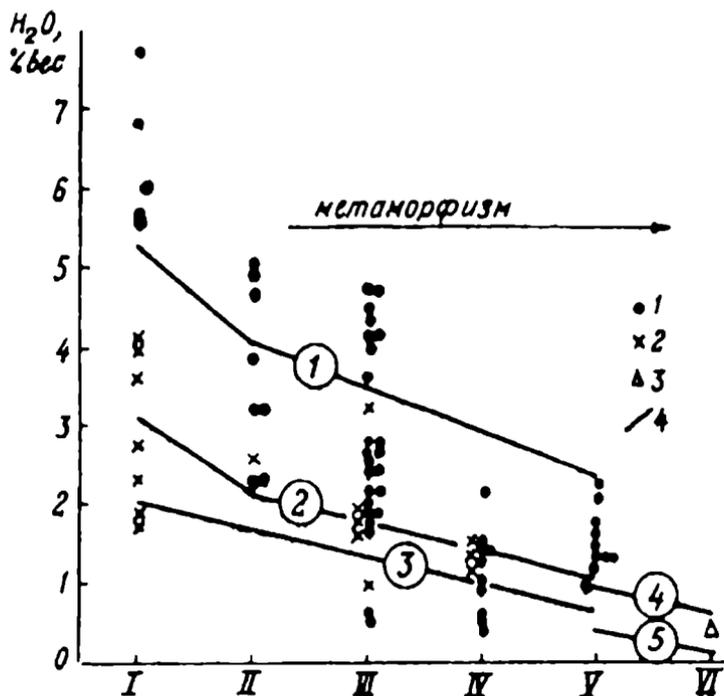
поненты (H^+ и OH^-), что влечет за собой образование больших масс H_2O и CO_2 . С.Л. Шварцев, ссылаясь на расчеты исследователей литологии докембрия под руководством акад. А.В. Сидоренко (Розен, 1982 и др.), привел такой пример: в условиях амфиболитовой фации метаморфизма перекристаллизация хлорита в биотит сопровождается выделением 6–10 весовых % H_2O ; и на той же стадии при метаморфизме докембрийских осадков выделилось в среднем $1,6 \cdot 10^{17}$ CO_2 , что соответствует, по мнению С.Л. Шварцева, $0,65 \cdot 10^{17}$ т воды.

На данном основании делался вывод: «...Метаморфизм глинисто-карбонатных пород сопровождается при продолжающемся частичном разложении воды резким увеличением её синтеза. Следствием этого является резкое падение минерализации подземных вод и благодаря высокой насыщенности их углекислотой – увеличение растворяющей способности. Именно здесь генерируются выделенные в свое время А.М. Овчинниковым так называемые возрожденные воды, которые никогда не бывают высокоминерализованными» (Шварцев, 1975, с. 63).

В целом нарастающий метаморфизм осадочных комплексов (в особенности, терригенных) представляет собой серию реакций дегидратации (рис. 5.3). Петрологами доказано, что для всех фаций регионального метаморфизма характерна одна общая закономерность: содержание конституционной H_2O в породах резко падает как с увеличением содержания SiO_2 (что связано с вытеснением водосодержащих минералов кварцем и полевыми шпатами), так и с резким его уменьшением (когда количества безводных карбонатов неуклонно нарастает) (Розен, 1982, с. 107–108).

Исходя из этого, исследователи литологии докембрия школы академика А.В. Сидоренко еще в 70-х годах прошлого века провели большую работу по оценкам баланса метаморфогенных вод в континентальной коре (Докембрий..., 1978; Сидоренко, Розен, 1977; Розен, 1982). В своих расчетах они стремились учесть, что из метапород одновременно освобождалась конституционная вода минералов и поровая вода исходных отложений. Используя данные геохимических работ А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского, 1976 г. о содержании конституционной воды в породах и их объемных отношениях, и произведя расчеты содержания поровой воды на основе представительных оценок пористости, О.М. Розен определил среднее (близкое минимальному) содержание воды в исходных вулканогенно-осадочных

породах – 6,97%, из которых 1,27 вес.% остается в метаморфических породах в виде конституционной H_2O (0,90 вес.%) и естественной влажности (0,37 вес.%). Оказалось, что высвобожденная из кристаллических комплексов докембрия щитов и основания континентов при метаморфизме вода ($0,388 \cdot 10^{24}$ г) составляет 22,6% всей современной гидросферы (Сидоренко, Розен, 1977, с. 17).



1 – метапелиты Северобайкальского нагорья и Приладожья (Великославинский); 2 – метапелиты Прибайкалья (Шафеев); 3 – среднее для иенгурской серии Алдана (Кулиш, Ромашкин); 4 – вариационные линии: 1, 2 – средние данные по Таймыру (Махлаев, Коробова): 1 – пелиты, 2 – граувакки; 3 – габбро-диабазы, среднее по данным Д.А. Великославинского и др.; 4 – среднее для всех пород по Eade et al., 1966 г.; 5 – то же по Ramberg, 1951 г. На горизонтальной координате обозначены условия метаморфизма: I – зеленосланцевая фация; амфиболитовая фация: II – биотитовая, III – ставролитовая, IV – кианитовая; V – силлиманитовая зоны; VI – гранулитовая фация.

Рис. 5.3. Выделение воды породами при прогрессивном метаморфизме (Сидоренко, Розен, 1977).

Важнейшим последствием выделения подобного количества воды являлось, по мнению упомянутых авторов, колебания уровня Мирового океана и интенсивный поток рудогенерирующего флюида в слоистых толщах докембрия. При оценке величины подобного потока эти исследователи допустили, что такой флюидный поток возникал в каждую из десяти главных эпох гранитообразования и метаморфизма в докембрии (3.7, 3.2, 2.6, 1.9, 1.7, 1.4, 1.0, 0.7, 0.56 млрд. лет назад), при площади континентального сегмента земной коры, равной примерно $100 \cdot 10^6$ км² (соответствующего докембрийским щитам и платформам), для каждой эпохи выход воды на единицу площади составил $388 \cdot 10^2$ г/см², т.е. 39 л/см². Это, несомненно, огромная величина, однако она представлялась реальной, если учесть неодновременность метаморфических событий и длительность эпох докембрийского метаморфизма, достигавшую десятков и, возможно, первых сотен миллионов лет.

А.В. Сидоренко и О.М. Розен обоснованно считали, что в таких количествах автохтонный водный флюид обладал практически неограниченными возможностями для переноса и отложения рудного вещества.

Все вышесказанное относилось к докембрию. Однако мы знаем, что во многих фанерозойских подвижных поясах тоже довольно длительно эволюционировали глубинные очаги метаморфизма (Кориковский, 1994, 1995; Ревердатто, 1998; Маракушев, 1988, 1993; Миллер, 1982; Мишкин, 1981; Япаскурт, 1992; Япаскурт, Андреев, 1985). Высвобождавшиеся при этом гигантские количества H₂O устремлялись по плоскостям сланцеватости, по швам кливажа и по зонам трещиноватости в вышележащие осадочные формации. Там, по представлениям гидрогеологов Л.В. Боровского и А.А. Кремнецкого, метаморфогенные флюиды способны сформировать крупные водонапорные системы с мощностями до нескольких километров. Вот, что они об этом пишут.

«Общим для всех типов метаморфогенных водонапорных систем является их формирование за счет воды, свободно выделяющейся при реакциях дегидратации в процессе прогрессивного метаморфизма. Максимального объема этот процесс достигает при переходе от фации зеленых сланцев к эпидот-амфиболитовой, когда из кристаллических решеток силикатов выделяется в среднем 2% по массе воды, а иногда и значительно больше, причем это происходит в

сравнительно небольшом интервале глубин. Поскольку суммарный объем выделившейся воды и новообразованных минералов больше, чем объем исходного вещества, реакции дегидратации всегда приводят к разуплотнению метаморфизируемых толщ за счет их разрыва и растворения. Оба этих процесса ведут к увеличению общей пустотности пород и возможности экстракции из них, переноса и перетложения различных компонентов» (Подземные воды ..., 1985, с. 9). И далее, произведя расчеты баланса веществ, те же исследователи утверждали, что «...часть вещества дополнительно удаляется с подземными водами в растворенном виде. Этот процесс приводит к уменьшению мощности метаморфизируемой толщи на несколько десятков метров на километр. Следствием этого является соответствующее проседание вышележащей жесткой кровли пород, еще не подвергшихся преобразованиям, и образование в этих породах по периферии системы открытых трещин скола, по которым происходят подвижки типа нормальных сбросов» (Подземные воды..., 1985, с. 10).

Итак, метаморфогенные воды не только взаимодействуют с породами стратисферы, но явно влияют и на увеличение степени их флюидопроницаемости, усиливая открытость всей системы. При этом осадочные формации внутри БП обретают двойственные качества: прежде всего, как флюидогенерирующие образования и, вместе с тем, как вероятные флюидоприемники или проводники веществ, привносимых из иных формаций либо непосредственно из фундамента БП.

Подводя итог всему вышесказанному, заметим, что здесь мы рассматриваем водный флюид в диалектическом единстве его противоположных качеств: он представляет собой в значительной мере порождения седиментосферы и самой стратисферы и отчасти – произведенную от нижележащих геосфер; и, вместе с тем, он же служит мощным фактором влияния и на глубинные процессы поро- и рудообразования, и на эволюцию химического минерального состава стратисферы, и на фазовую дифференциацию вещества её здесь и в др. геосферах, и на их самоорганизацию (см. ниже).

Здесь мы коснулись сложной и необъятной по своим задачам проблемы. Её с разных теоретических позиций изучают гидрогеологи, петрологии, геологи-рудники и нефтяники, а также и литологи (Авчян и др., 1979; Лебедев, 1992; Махнач, 1989; Осадочные..., 2004; Холодов, 1982, 1983, 2001).

В данном аспекте *предстоит ещё многое сделать*, прежде всего, конкретизировать признаки и следы процессов, обусловленных влиянием вод различного генезиса; а также *разработать соответствующие модели и расчеты баланса веществ*, перераспределяемых при литогенезе в разнотипных бассейнах породообразования.

5.2. Свидетельства самоорганизации стратисферы

Итак, учтя все вышеизложенное в предыдущем тексте, можно утверждать нижеследующее. Внутростратисферные процессы формирования и разрушения минеральных парагенезов в осадках и осадочных породах многоэтапны, зачастую дискретны, несут в себе признаки конструктивности и деструктивности, которые перемежаются на протяжении длительной геологической истории формирования того или иного фрагмента стратисферы. Ассоциации её горных пород генерируют газоводные флюиды и, вместе с тем, кое-где пропускают через себя чужеродные флюиды из нижележащих породных слоев и (или) из нижележащих геосфер. Системы «порода-флюид» неравновесны, но стремятся к равновесию. Они открыты, и подтоки энергии от соседних геосфер стимулируют и нередко ускоряют процессы породообразования и всевозможных породных изменений, вплоть до перехода осадочной толщи и в качественно новое состояние метаморфосферы. И все это осуществляется *нелинейно* (см. ниже), и *применительно к процессам эпигенезиса осадочных горных пород вполне применимо понятие о самоорганизации биокосной материи*.

Уточним и конкретизируем данный постулат, начиная с трактовки его базового понятия.

Самоорганизация – это процессы спонтанного упорядочения (перехода от хаоса к порядку), образования и эволюции структур в открытых нелинейных средах (Князева, Курдюмов, 2007, с. 239). Закономерности процессов самоорганизации неживой природы становятся, начиная с относительно недавнего времени, главным объектом синергетики. Её основоположники Г. Хакен (1980) и И. Пригожин (2003, 2006) подчеркивали, что все процессы, свойственные различным материальным системам, группируются в два антагонистических по своим свойствам типа. Первый из них принадлежит к системам замкнутым, и ведет к установлению их равновесного со-

стояния, к максимальной степени неупорядочения и хаоса. К таким образованиям геосферы вообще и стратисфера, в частности, не принадлежат. Они относятся к системам открытого (второго) типа. Им свойственны «... процессы, протекающие в открытых системах, в которых при определенных условиях из хаоса могут самопроизвольно возникнуть упорядоченные структуры, что и характеризует стремление к самоорганизации... Главными характеристиками второго типа процессов, в которых проявляется *способность к самоорганизации и возникновению диссипативных структур, являются неравновесность и нелинейность* [курсив наш – автор]. Природные процессы принципиально неравновесны и нелинейны...» (Алексеев, Панин, 2010, с. 451).

Полностью принимая процитированный выше абзац из формулировок основополагающих понятий синергетики, расшифруем авторское отношение к представлениям о нелинейности, которая имеет обособленные математические и философско-мировоззренческие трактовки.

В нашем случае *нелинейность в мировоззренческом смысле* трактуется в согласии с определением (Князев, Курдюмов, 2007, с. 238). Это понятие означает: многовариантность путей эволюции системы и необратимость её эволюционных процессов, что доказано классиками литологии и геохимии осадочного процесса (см. в трудах Л.Б. Ронова, Н.М. Страхова, В.Е. Хаина, А.Л. Яншина и др.); а также периодичность в чередовании различных стадий протекания процессов минералогенеза и литогенеза (усиления и ослабления интенсивности этих процессов, эволюции и инволюции, интеграции и частичного распада, дискретности), что следует из историй формирования сложной литогенетической зональности в платформенных мегабассейнах, к примеру, в Западно-Сибирском (Япаскурт, 2005; Япаскурт, Шиханов, 2009) или в постбассейновых складчато-надвиговых системах (Симанович, Тучкова, 2010; Япаскурт, 1992 и др.).

Все стадии осадочного процесса являют примеры самоорганизации. Обратимся здесь только к эпигенезису, применительно к которому «... именно Л.В. Пустовалов впервые четко показал физико-химическую сущность процессов диагенеза и катагенеза, заключающуюся в приспособлении вещества формирующихся осадочных пород к новым условиям существования – сначала на дне водоемов, а затем в осадочной оболочке Земли – в стратисфере»

(Крашенинников, 1985, с. 11). Сам Л.В. Пустовалов писал об этом в части I своего учебника такими словами: «Весь разнообразный материал, собирающийся в одном месте силами зоны осадкообразования [или седиментосферы – *примеч. автора*], часто бывает мало приспособлен как для дальнейшего совместного существования, так и для существования в той сфере, в которой он накапливается. Представляя, таким образом, весьма противоречивую и *далекую от равновесия систему* [курсив наш – *автор*], такой осадок будет стремиться достигнуть физико-химического равновесия как между составными частями осадка, так и с той средой которая его окружает. Такое равновесие вырабатывается путем: 1) химического взаимодействия составных частей осадка между собой, 2) путем удаления (растворения) из осадка одних компонентов и 3) приноса из окружающей среды в осадок других и т.д.» (Пустовалов, 1940, ч. I, с. 385). Такие превращения вещества в крайне неравновесных условиях, совершаемые зачастую дискретно (см. выше), при достижении некоторых параметров насыщения флюидом, T и P, приводит к возникновению в осадочных комплексах принципиально новых качеств и свойств (примеры: карбонатизированные и окварцованные песчаники наряду с регрессивно-децементированными песками; доломитизированные и раздоломитизированные известняки и др.) – суть наиболее отчетливые примеры самоорганизации материи. По большому счету сюда можно прибавить нефтегенерацию и генерацию стратиформных руд.

Поэтому к глубоким исследованиям синергетики осадочных процессов обратили на рубеже XX–XXI веков многие геологи: В.П. Алексеев (2008, 2012), П.М. Горяинов и Г.Ю. Иванюк (2001), И.Г. Киссин (2007), Э.А. Конторович (1991), Ф.А. Летников (1992 и др.), С.Л. Шварцев (1991, 1995, 2007) и др.

Из них И.Г. Киссин рассматривал флюидные системы и геофизические неоднородности шире внутростратиферных – в масштабе всей консолидированной коры, где циклически чередовались процессы метаморфогенные с осадочно-эпигенетическими. Исходным объектом исследования послужили широко распространенные в земной коре субгоризонтальные флюидные системы, которые фиксируются в геофизических полях как электропроводящие и низкоскоростные (волноводные) зоны, расположенные в средних и нижних частях коры и имеющие значительную протяженность при

мощностях до 10–15 км. Их формирование и сохранение объяснимо процессами самоорганизации: «... Кора является открытой структурой, в которой осуществляется обмен веществом (флюидами) и энергией (теплом) со смежными оболочками. Применительно к флюидным системам в таком обмене участвуют потоки флюидов и тепла, как входящие в систему извне, так и генерирующиеся (или поглощающиеся) в самой системе под действием метаморфических реакций. В открытой структуре происходит самоорганизация – антиэнтропийный процесс, сопровождающийся поглощением энергии и направленный против равновесия... К подобным процессам относятся и флюидизация консолидированной коры. Она развивается в поле высоких литостатических давлений и сопровождается разуплотнением пород. Разуплотнение может быть следствием метаморфической дегидратации либо тектонических подвижек» (Киссин, 2007, с. 97). Этот исследователь обосновал возможность циклических проявлений процессов дегидратации горных пород, указав, что зависимость эндотермических реакций дегидратации от парциального давления выделяющейся воды и от температуры (T) приводит то к торможению реакции, то к её последующей активизации при определенных изменениях данных показателей. При этом « P – T условия и тектонический режим способствовали развитию самоорганизующейся системы, определяющей чередование слоев флюидонасыщенных и плотных, в которых развивались процессы метаморфизма – соответственно прогрессивного (дегидратация) и регрессивного (гидратация)» (Киссин, 2007, с. 98). В такой системе флюидные потоки активизируют тектонические процессы, а последние приводят к усилению миграции флюидов – эту взаимозависимость И.Г. Киссин назвал самоорганизацией «посредством взаимного возбуждения». В итоге: «Взаимодействие флюидных потоков и тектонического деформирования происходит с участием нелинейных процессов [разрядка наша – автор], причем воздействия флюидов служит основным фактором, определяющим нелинейность. Изменения среды могут быть очень быстрыми, и нелинейная положительная обратная связь приводит к ускоренному самоподстегивающемуся росту процесса. Эти условия получили название режимов с обострением, когда в открытых нелинейных структурах происходит сверхбыстрое нарастание процессов в течение ограниченного промежутка времени...» (Киссин, 2007, с. 99).

Вышеописанные особенности самоорганизации метморфосферы являются своеобразным «стартером» для запуска самоорганизуемого «двигателя» – вышележащей стратисферы, куда снизу периодически посылаются флюидно-термальные импульсы (т.е. порции вещества и энергии). Эти процессы особо тщательно анализировались Ф.А. Летниковым и С.Л. Шварцевым. Последний в своей работе (Шварцев, 2007) глубоко вскрыл *проблему образования прогрессивно самоорганизующихся диссипативных геологических структур, формирующихся без участия живого вещества* (вывод принципиально новый и значимый). Здесь уместно напомнить, что *диссипация* – понимается как процессы рассеяния энергии, превращения её в менее организованные формы (тепло) в результате процессов диффузии, вязкости, трения, теплопроводности и т.п. (Князев, Курдюмов, 2007, с. 237). «Как оказалось, в природе подавляющее большинство систем являются открытыми и относятся к диссипативным, включая все геологические, биологические, социальные, многие физические, химические и даже механические. Все диссипативные системы, по И.Р. Пригожину, содержат подсистемы, которые непрерывно флюктуируют и эта флуктуация может стать настолько сильной [в *точках бифуркации* – прим. автора], что она разрушает материнскую систему и формирует новую дочернюю. Все процессы в диссипативных структурах ... необратимы» (Шварцев, 2007, с. 65–66), а необратимость И.Р. Пригожин считает главным условием самоорганизации, в результате которой после прохождения точек бифуркации возможно спонтанное возникновение порядка из хаоса. В открытой и неравновесной, нелинейно развивающейся природной системе этот процесс зачастую бывает анти-энтропиен. Так же развивается в седименто- и стратисфере система: вода – порода и, в особенности, *вода – глинистая порода, которая, по расчетам С.Л. Шварцева, способна аккумулировать солнечную энергию и передавать информацию.*

Аргументируя это заключение, его автор начал с того, что вопрос о равновесно-неравновесном состоянии в системе вода – порода, как о ведущем факторе системной самоорганизации – не ставился прежде, до 60-х гг. XX в., когда были разработаны методы и программы расчета этого равновесия трудами Р.М. Гаррелса, Ч.Л. Крайсто, Х.К. Хелгесона, П.Б. Бартона за рубежом, а у нас – Д.С. Коржинского. При этом оказалось, что в реальной действи-

тельности равновесие в системе вода – порода не определяется скоростью движения воды или скоростью изменения независимых параметров. Вопрос оказался более сложным. Например, С.Л. Шварцев ещё в 1978 г. пришел к заключению, что в зоне гипергенеза *система вода – порода носит равновесно-неравновесный характер*, т.е. водный раствор всегда неравновесен с отдельными минералами магматического или метаморфического генезиса, но одновременно он равновесен с определенной гаммой вторичных (аутигенных) минеральных фаз (см. выше, в разделе 5.1). «Следовательно, мы имеем дело с внутренне противоречивой, способной к самопроизвольному, непрерывному, геологически длительному развитию с образованием принципиально новых минеральных фаз и геохимических типов воды» (Шварцев, 1991, с. 46; 2007, с. 72). При этом все воды при обычной температуре всегда насыщены к каким-либо вторичным минералам, которые формируются в этой системе, но одновременно всегда не насыщены хотя бы к части первичных (эндогенных) минералов, которые поэтому растворяются водой. Конкретные расчеты параметров химических реакций гидролиза, с побочными колебаниями значений рН, убеждают исследователя в том, что «... в системе вода–порода имеется целая серия процессов, которые препятствуют установлению равновесия водного раствора с растворяемыми водой эндогенными алюмосиликатами» (Шварцев, 2007, с. 75). И это справедливо не только применительно к гипергенезу. Было показано, что неравновесное состояние воды с эндогенными алюмосиликатами характерно и для диагенетических и последиагенетических стадий, то есть всюду, где имеется жидкая вода, вплоть до ее критической температуры, примерно до 400 °С, или практически для разреза всей земной коры.

Отсюда следовал принципиально возможный вывод: «Приведенные данные убедительно показывают, что **система жидкая вода – порода в пределах земной коры развивается в условиях, далеких от равновесия**, которые определяют принципиальные возможности развития этой системы как прогрессивно самоорганизующейся диссипативной структуры в понимании И.Р. Пригожина. Для синергетики, неравновесности – не источник гибели, а, напротив, – основание становления упорядоченности, причина структурогенеза и эволюции системы в целом. Неравновесность – движущая сила эволюции...» (Шварцев, 2007, с. 77). Далее на конкретных приме-

рах цитируемый исследователь показал, как система вода – порода, развиваясь в области, далекой от равновесия, в течение геологического длительного времени трансформируется и формирует новые минеральные образования в различных зонах гипергенеза, гидротермального метасоматоза, катагенеза и др., С.Л. Шварцев ссылается на известные литологам примеры стадийностей вторичного минералообразования, отмечая попутно, что «формирование и рост вторичных минеральных фаз в строгом единстве с геохимической средой есть сморазвивающийся процесс, так как он протекает в направлении от частей разрозненных к частям связанным, что, по У.Р. Эшби (1966), является важнейшим признаком самоорганизующейся системы» (Шварцев, 2007, с. 78). При этом зарождение и распространение вторичной минеральной фазы может рассматриваться как типичный пример нуклеации, или начального этапа формирования диссипативных структур, а это, в свою очередь, означает, что неравновесная система вода – эндогенная порода «служит источником упорядоченности и усложнения, формирования более высокоорганизованных и более сложно построенных водоминеральных систем с более сложными механизмами взаимодействия, которые формируются в условиях равновесия» (Шварцев, 2008, с. 78). Эти относительно равновесные системы вскоре (на следующем этапе геологической истории) вновь переходят в неравновесие, что является причиной трансформации и этих новых систем.

Наглядно показав это саморазвитие флюидно-породных систем, С.Л. Шварцев внес новое слово в представление об *энергетике процессов* гидролиза алюмосиликатов. Им «предложен принципиально иной [чем по прежним данным расчетов А.И. Перельмана, В.М. Даничева и др. геохимиков – примеч. автора] механизм абриогенной аккумуляции солнечной энергии глинами, который заключается в следующем: в процессе гидролиза алюмосиликатов и образования глин происходит превращение значительных количеств свободной воды в *физически связанную с изменением свойств последней* [курсив наш – автор]. В частности, свободная энергия образования такой воды значительно выше воды в объеме, т.е. в этом случае формируется новое фазовое состояние воды, которая находится на более высоком энергетическом уровне» (Шварцев, 2007, с. 79). При этом оказалось, что свойства физически связанной воды отличны от свободной H₂O многими параметрами: более высокой

плотностью (1,2 – 1,4 г/см³) и вязкостью, значениями рН, Eh, Pco₂, Pn₂; более высокими значениями константы диссоциации, которая у сорбированной глинами воды превысила таковую у свободной H₂O на семь математических порядков; и значительно более высокими величинами свободной энергии образования. Приводя соответствующие табличные данные, С.Л. Шварцев утверждал о *ином фазовом состоянии связанной в глинах воды*.

Отсюда следовало два принципиально важных заключения. Первое о том, что внутри стратисферы энергия системы вода–порода растёт, следовательно, *с позиций современной синергетики происходит формирование новых, более сложных и более организованных диссипативных структур*. Второе, не менее ценное, заключение утверждает, что **«глины, связывая в процессе своего формирования большое количество воды, одновременно переводят её на более высокий энергетический уровень и поэтому становятся носителями огромных запасов аккумулированной солнечной энергии... Аккумулирует энергию не кристаллическая решетка, а вода, покрывающая любую свободную поверхность твердого тела... Отсюда физически связанная вода – это особое фазовое состояние, которое отличается структурой и свободной энергией. Благодаря этой воде система переходит на более высокий энергетический уровень, который лучше приспособлен к среде, в которой рождается новая подсистема вода – глинистый минерал, вместо вода – эндогенный алюмосиликат»** (Шварцев, 2007, с. 82).

Последнее заключение имеет колоссальное значение для понимания сути эпигенезиса и предшествующих ему стадий осадочного процесса. Оно закрепляет фактами предвидение Л.В. Пустовалова (1940) о аккумуляции солнечной энергии в зоне осадкообразования (седиментосфере – см. выше) и отдаче этой энергии в стратисфере при последиагенетических и метаморфических процессах. Расчеты синергетики у последователей этого ученого, основанные только на кристаллохимических параметрах и на эндо- и экзотермических эффектах химических реакций, долго не приносили убедительных результатов, покуда не стала очевидной роль фазовых превращений воды, генетически взаимосвязанной с алюмосиликатами, а среди них, в первую очередь, совместно с глинистыми минералами и их породными агрегатами.

Очень важным следствием всего вышеизложенного служит доказательство наличия процессов прогрессивной самоорганизации не только применительно к биосфере, что давно было открыто В.И. Вернадским (1983,1994, 2001), но также и в неживой, или косной материи, которая оказалась способной к непрерывному усложнению и захвату геологического пространства. «Это принципиально важное открытие показывает, что на нашей планете имеется целая серия процессов (выветривание, гальмиролиз, гидротермальное изменение, метасоматоз, диа- и катагенез и др.), которые способны противостоять разрушительному влиянию эффекта накопления энтропии и связанных с этим процессов разрушения и дезинтеграции материальных структур». В истории Земли «выявляется новый этап в развитии косной материи, который является промежуточным между неживой и живой материей. Во время этого промежуточного этапа сформировались многие механизмы прогрессивной самоорганизации вначале в неживой материи, которые в последующем были унаследованы биологическими процессами...» (Шварцев, 2007, с. 87).

Анализ всех рассмотренных здесь аргументов относительно самоорганизации вещества при осадочном процессе приводит нас к нижеследующему выводу. *Осадочная фазовая дифференциация, принимаемая ныне большинством литологов как основной закон, управляющий механизмами и всем «сценарием» эволюции осадочного процесса – суть важнейшая составляющая глобальной самоорганизации флюидно-породных систем стратисферы и, по видимому, всех геосфер.* Иными словами, *это постоянное стремление косной материи к достижению состояния физико-химического равновесия, недостижимого в абсолюте.*

Известно, что дифференциация далеко не всюду и не всегда проявлялись в своем идеально-завершенном виде, т.к. этому постоянно препятствует смешение веществ, происходящее на межслоевом, межформационном и межгеосферном уровнях. Однако интеграционно-деструктивные тенденции в самом конечном итоге преодолеваются созидательным влиянием дифференциации. Одна из её «вершин» – это гранулитовая фация регионального метаморфизма осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов, а апогей – их анатексис. В таком варианте литогенез представляет собой большой промежуточный этап общепланетарной дифференциации, удаленный от этапов её завершения (см. рис. 1.1). Этот цикл периодически

прерывается под влиянием геотектонических факторов: либо подъемом пород к границам седиментосферы (в зону господства гипергенных и денудационных процессов), либо погружением, попаданием в зоны коллизионных напряжений с отрывом слэбов, которые участвуют в дифференциации вещества эндосфер. В обоих случаях осуществляется глобальный **рециклинг** веществ, которым причинной взаимозависимостью эпигенезиса осадочных горных пород и формирование стратиформных руд металлов (Старостин, 2011; Япаскурт, 2005).

Подводя итог сказанному в данной главе, можно констатировать: *осадочный процесс (так же как процесс метаморфизма и магматизма) – это производная от самоорганизации земных сфер.* Если обратиться к методологическому принципу тернарности анализа причинности событий (см. выше, в разделе 1.2), то взаимозависимость литогенеза (*sensu lato*), метаморфизма и магматизма в геологической истории Земли такова:



То есть, начиная от этапа аккреции планетоземалей и затем существенного разогрева недр нашей планеты и её верхних сфер вплоть до частичного их плавления, сменяемого новыми этапами остывания, как описано в (Хаин, Халилов, 2009, с. 27–37), осуществлялся периодически рециклинг веществ, при котором литогенез, метаморфизм и магматизм выступают как *вполне равноправные (равнозначимые) категории геологических процессов.* Доминирующая роль каждого из них возникала лишь временно (поочередно), на отдельных историко-геологических этапах, что следует учитывать при конкретных оценках первоисточника мобилизуемых веществ, которые периодически пополняли петрофонд стратисферы.

Сегодняшняя геологическая информация однозначно свидетельствует о том, что природные системы (так же, как все остальные сферы нашей планеты) являются *системами открытыми и самоорганизующимися, развивающимися нелинейно и необратимо*. Отсюда следует назревшая необходимость *качественного переосмысления концептуального подхода к принципам исследования стратисферы*. Она рассматривалась и до сих пор рассматривается многими геологами, как некое относительно инертное тело, деформируемое под воздействием внешних сил, а в металлогении осадочная оболочка привлекала к себе внимание в основном в аспекте ее коллекторских свойств или в аспекте познания эпигенетических околорудных изменений осадочных пород и возможных их донорских качеств применительно к рудному телу.

Нами стратисфера рассматривается как самоорганизующаяся и динамично развивающаяся органогенно-минерально-породно-флюидная система, которая сама в определенных обстоятельствах активно влияет на постседиментационное породообразование и на рудогенез, в том числе. Она постоянно стремится достичь состояния физико-химической равновесности с периодически обновляемой средой своего местопребывания, при этом постоянно подпитывается энергией и веществом как сверху, так и снизу, и она же отдает свою энергию процессам фазовой дифференциации своих собственных веществ на многих системных микро- и макроуровнях.

Именно в противоречии «система-среда» заложена суть движущих сил для большинства механизмов постседиментационных породных изменений, включая сюда стратиформный рудогенез и нефтидогенез. Кроме того, эта система сама по себе *внутренне противоречива*. Она формируется как изначально неравновесные образования еще на стадии седиментогенеза. В редких случаях, при сочетании благоприятных климатических и тектонических обстановок седиментации (тропический гумидный климат плюс вялый режим погружения дна бассейна), формируются «минерагенически зрелые» отложения. Их компоненты близки к состоянию физико-химической равновесности, но не достигают таковой в абсолюте (учитывая наличие межкомпонентной водно-газово-бактериальной фазы).

Таким образом, уже в самой внутрисистемной структуре заложена возможность для функционирования многих минерально-флюидных химических взаимодействий, а факторы среды стимулируют и ускоряют их (например, известное удвоение скорости химических реакций при каждом повышении T на 10°C). Как мы видели выше, процессы данной системы ранжируются согласно следующим уровням ее организации (см. рис. 4.1): 1 – минерально-компонентному (коррозия, регенерация, трансформации кристаллических решеток минеральных частиц и др.), 2 – породно-слоевому (перераспределение веществ в растворах и диффузией), 3 – межслоевому (например, вынос H_2O , SiO_2 и различных катионов из смектитовых глин, трансформируемых в иллитовые аргиллиты, и привнос этих компонент в межзерновые полости соседних песчаных пластов); эти процессы оставляют память о себе, т.е. структурные следы, которые доступны диагностике стадийным анализом. Далее следуют категории крупного масштаба: 4 – внутриформационного, 5 – межформационного (внутристратисферного) и кое-где возможно 6 – ювенильного (привнос флюидов из нижележащих геосфер). Последние три категории обеспечивают стратиформный рудогенез и нефтегенерацию. Анализируя их соотношения с предыдущими категориями «элементарных» процессов, следует помнить о принципе эмерджентности системы, т.е. о несведении свойств сложной категории к свойствам ее элементов (см. в главе 4)

Исследуя процессы на первых трех (из вышеперечисленных) уровнях, мы невольно вплотную подходим к чрезвычайно актуальной и современной проблеме. Её истоки исходят из концепции В.И. Вернадского и (несколько позднее) Л.В. Пустовалова о том, что осадки и возникшие из них горные породы, представляют собой вовсе не хаотичные смеси минеральных и органических частиц, но все они являются закономерно сформированными геологическими образованиями, которые возникли во вполне определенных ландшафтно-климатических обстановках, а затем последовательно меняли свои вещественные составы и структуры, пребывая внутри стратисферы, при определенных воздействиях там на них глубинного флюидного режима, P и T факторов.

Следуя данной концепции, *осадочную горную породу можно определять так: это закономерное сонахождение разноэтапных парагенетических ассоциаций минералов и ОВ, сформированных при различных стадиях осадочного цикла – седиментогенезе, диагенезе, катагенезе раннем, позднем и т.д., включая завершающий гиперге-*

нез в том случае, если мы имеем дело с породой из естественного обнажения или неглубоко залегающей, выше первого уровня грунтовых вод. Термин «парагенез» трактуется здесь по А. Брейтгаупту, т.е. не как «сонахождение», а как генетически обусловленное сочетание. Именно в парагенетических ассоциациях породообразующих и аксессуарных минералов закодированы многие аспекты геологической летописи и свидетельствования условий формирования и изменения экосфер нашей планеты. Это было показано волне конкретно множеством литологов XX в.; среди отечественных – в первую очередь самим Л.В. Пустоваловым, а затем В.П. Батуриным, Г.И. Бушинским, П.В. Зарицким, Ю.П. Казанским, В.С. Князевым, А.Г. Коссовской, Г.Ф. Крашенинниковым, Н.В. Логвиненко, Г.Н. Перозио, И.А. Преображенским и С.Г. Саркисяном, Г.И. Теодоровичем, В.Н. Швановым и В.Т. Фроловым, В.Д. Шутовым (1973), Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис (2008) и др.

К концу XX в. наметилось новое направление в этой области. Его авторы – литологи ГИ РАН АН СССР А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов и их ученики и коллеги – В.А. Дриц, В.И. Муравьев, В.В. Петрова, И.М. Симанович и др. именовали это направление термином не очень удачным в смысловом аспекте, но лаконичным и ёмким – «геоминералогия» (Коссовская, 1980). Главная суть её методики заключалась в комплексном подходе к исследованию природного объекта на разных системных уровнях – мега (формационный анализ), макро- (литолого-фациальный анализ), микро- (стадиально-оптический метод исследования минеральных парагенезов) и наноуровень (кристаллохимические особенности отдельных минералов – индикаторы pH , Eh , T и P параметры сферы их существования). Минералы осадочных пород были типизированы не по классическим параметрам, принятом в минералогии, а по их поведению в осадочном процессе – минералы-доноры веществ в литогенезе; минералы-приспособленцы к физ.-хим. и T - P условиям вмещающей их среды; минералы-долгожители, наследники доседиментационных образований и свидетели ранних этапов осадочного цикла и др. (подробное обобщение см. в работе автора (Япаскурт, 2008, а). В это же время в Институте геологии Коми НЦ Уральского отделения Академии Наук глубоко исследовался типоморфизм минералов, отражающий условия их зарождения и бытия, как в магматических, так и осадочных образованиях – под руководством академика Н.П. Юшкина. Его сотрудники успешно развивают это направление и теперь (Юдович, Кетрис, 2008).

Выполненные по такому принципу исследования убеждают в том, что стратисфера – это мир взаимных органогенно-минерально-флюидных приспособлений, которые нам не дано наблюдать непосредственно, но их признаки узнаются путем системных формационно-стадиальных проработок фактических материалов. Они свидетельствуют в пользу такого заключения: стратисфера непрерывно «потеет» и генерирует газы сама, пропуская при этом через себя горячие флюиды из нижележащих зон глубинного метаморфизма и палингенеза. Масштаб внутрискратисферных процессов сопоставим с регионально-метаморфическими. Это гомологи гигантского живого организма с его метаболизмом и обменом веществ. Развиваются антиэнтропийно. Один из итогов – генерация углеводородных залежей и ремобилизация рудных компонент Ma , Fe , Cu , Pb , Zn , Au , Hg и др.

Бытующая ныне недооценка внутрискратисферных процессов эволюции геологической материи приводит многих геологов к искушению упрощенного решения проблемы генезиса месторождений, а именно: к стремлению все или почти все объяснить единственно мантийными источниками рудоносных флюидов. Их роль в генерации тепловых воздействий на осадочные комплексы и в привносе некоторых веществ несомненна. Однако все сводить только к ювенильной категории процессов рудогенеза и нефтидогенеза нецелесообразно. Сегодня целесообразно в первую очередь привлечь внимание к потенциальным возможностям ремобилизации внутрискратисферных запасов рассеянных примесей металлов и углеводородных компонент и к их концентрированию на стадиях катагенеза и раннего метаморфизма осадочных формаций при конкретных геодинамических режимах – интеграторах влияний множества экзо- и эндогенных факторов на процессы литогенеза. И лишь затем, вслед за выполнением системного анализа всех этих сведений и в случаях отрицательного заключения о наличии в данной конкретной ситуации необходимых экзогенных и внутрискратисферных факторов рудогенеза, следует искать возможности и способы эндогенной поставки необходимых веществ непосредственно от иных геосфер.

К затронутым выше и иным проблемам теории эпигенезиса осадочных образований, включая моделирование литогенетических и рудогенерационных процессов в различных геодинамических обстановках, их типизацию и эволюцию в геологической истории Земли, мы обратимся во второй части книги.

Литература учебная и справочная

Алексеев В.П. Литолого-фациальный анализ: Учебно-методическое пособие к практическим занятиям и самостоят. раб. по дисциплине «Литология». Екатеринбург: Изд-во Уральского гос. горного ун-та (УГГУ). 2002. 147 с.

Алексеев П.В., Панин А.В. Философия: учебник: 4-е изд., перераб. и доп. М.: Проспект. 2010. 592 с.

Бондарев В.П. Концепции современного естествознания: Учеб. пособие для студ. вузов. М.: Альфа-М. 2003. 454 с.

Геологический словарь. В 2-х томах. М.: Недра. 1973. Т. 1. 486 с.

Зарицкий П.В. Геохимия литогенеза и основы конкреционного анализа: Учеб. пособие. Харьков: Изд-во Харьковского гос. ун-та. 1991. 111 с.

Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях: Учеб. пособие. М.: Высшая школа. 1971. 367 с.

Кузнецов В.Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение: Учеб. пособие для вузов. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр». 2007. 511 с.

Кузнецов В.Г. Литология. Стадиально-литологический раздел: Учеб. пособие. М.: Изд-во РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина. 2008. 143 с.

Кузнецов В.Г. Литология. Основы общей (теоретической) литологии. Учеб. пособие для вузов. М.: Научный мир. 2011. 360 с.

Левинсон-Лесинг Ф.Ю. Петрография. Изд. 2-е, перераб. и доп. Л.: Гос. науч.-техн. Изд-во Ленхимсектор. 1931. 556 с.

Лидер М.Р. Седиментология. Процессы и продукты: Пер. с англ. М.: Мир. 1986. 439 с.

Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород (с основами методики исслед.): Учебник для студ. геол. спец. вузов. Изд. 3-е перераб. и доп. М.: Высшая школа. 1984. 416 с.

Малая советская энциклопедия. 3-е изд. М.: Сов. энциклопедия 1960. Т. 7, 1262 с; Т. 9. 1213 с.

Маракушев А.А., Бобров А.В. Метаморфическая петрология: Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та; Наука. 2005. 256 с.

Махнач А.А. Стадиальный анализ литогенеза. Минск: Белорусский гос-университет. 2000. 255 с.

Методы изучения осадочных пород / Под ред. Н.М. Страхова, Г.И. Бушинского, Л.В. Пустовалова и др. М.: Гос. науч.-тех. изд-во лит. по геологии и охране недр. 1957. Т. 1. 611 с.

Найдыш В.П. Концепции современного естествознания: Учебник. М.: Альфа-М; ИНФОРМ-М. 2004. 622 с.

Новиков А.М., Новиков Д.А. Методология научного исследования. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ». 2010. 280 с.

Перельман А.И. Геохимия: Учеб. пособие для геол. спец. ун-тов. М.: Высшая школа. 1979. 423 с.

Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М.-Л.: Госгеолтехиздат. 1940. Ч. I. 476 с.; Ч. II. 420 с.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л.: Гос. науч.тех. изд-во нефтяной и горно-топливной лит.-ры. Ленинград. отд. 1953. 671 с.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Изд. 3-е, перераб. Л.: Недра. 1969. 703 с.

Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гос. науч.-тех. изд-во нефтяной и горно-топливной лит.-ры. Ленинград. Отд. 1959. 557 с.

Селли Р.К. Введение в седиментологию: Пер. с англ. М.: Недра. 1981. 370 с.

Справочник по литологии / Под ред. Н.Б. Вассоевича, В.Н. Либровича, Н.В. Логвиненко, В.И. Марченко. М.: Недра. 1983. 509 с.

Трусова И.Ф., Чернов В.И. Петрография магматических и метаморфических горных пород: Учебник для вузов. М.: Недра. 1982. 272 с.

Фролов В.Т. Литология. В 3-х кн. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1992. Кн. 1. 336 с.; 1993. Кн. 2. 430 с.; 1995. Кн. 3. 535 с.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. 2-е изд. С испр. и доп. М.: КДУ. 2005. 560 с.

Цейслер В.М. Основы фациального анализа: Учеб. пособие. М.: КДУ. 2009. 150 с.

Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.-Л.- Новосибирск: Гос. науч.-техн. горно-геолого-нефтяное изд.-во. 1934. 374 с.

Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: Гос. науч.-техн. Изд-во лит. по геологии и охране недр. 1958. 416 с.

Япаскурт О.В. Катагенез осадочных горных пород (Методическое руководство к стадийному анализу). М.: Изд-во Моск. ун-та. 1991. 151 с.

Япаскурт О.В. Стадийный анализ литогенеза: Учеб. пособие. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1995. 142 с.

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

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

Япаскурт О.В. Литология: Учебник для студ. высш. учеб. заведений. М.: Издательский центр «Академия». 2008, б. 336 с.

Литература научная

- Авчян Г.М. Матвеевко А.А., Стефанкевич З.Б.* Петрофизика осадочных пород в глубинных условиях. М.: Недра, 1979. 224 с.
- Алексеев В.П.* Использование представлений о нелинейности в нефтегазовой литологии: *pro et contra* // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: Матер. 5-го Всерос. литол. совещания. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН. 2008. Т. 1. С. 13–16.
- Алексеев В.П.* О синергетическом мировидении в седиментологии // Обзор концептуальных проблем литологии / Отв. ред. О.В. Япаскурт. М.: ГЕОС. 2012. С. 71–88.
- Аммосов И.И.* Стадии изменения осадочных пород и парагенетические отношения горючих ископаемых // Советская геология. 1961. № 4. С. 7–24.
- Аммосов И.И.* Петрографические особенности твердых органических веществ как показатель палеотемператур и нефтеносности // Советская геология. 1979. №3. С. 53–65.
- Аммосов И.И., Бабашкин Б.Г., Гречишников Н.П. и др.* Палеотемпературы зон нефтеобразования. М.: Наука. 1975. 110 с.
- Аммосов И.И., Гречишников Н.П., Горшков Б.Г. и др.* Палеогеотермия и нефтегазоносность. М.: Наука. 1982. 108 с.
- Анфимов Л.В.* Формации и рудоносность нижнего рифея в Бакало-Саткинском горнорудном районе на южном Урале // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 5. С. 1227–1230.
- Анфимов Л.В.* Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 290 с.
- Аплов С.В., Лебедев Б.А.* Нафторудогенез: пространственные и временные соотношения гигантских месторождений. М.: Научный мир. 2010. 217 с.
- Баранцев Р.Г.* Синергетика в современном естествознании. Изд. 2-е, доп. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ». 2009. 160 с.
- Баргальи Р.* Биогеохимия наземных растений. Пер. с англ. М.: ГЕОС. 2005. 457 с.
- Бро Е.Г.* Влияние катагенеза на физические свойства терригенных пород и минерализацию подземных вод. Л.: Недра, 1980. 151 с.
- Вассоевич Н.Б.* Происхождение нефти // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1975. № 5. С. 2–23.
- Вассоевич Н.Б.* О понятии термина «осадочные бассейны» // Бюлл. МОИП. Отд. геология. 1979. Т. 54. Вып. 4. С. 114–118.
- Вассоевич Н.Б., Меннер В.В.* Системные уровни организации сообществ осадочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1978. № 11. С. 5–14.
- Вернадский В.И.* Очерки по геохимии. 7-е (4-е русское) издание. М.: Наука. 1983. 422 с.
- Вернадский В.И.* Труды по геохимии. М.: Наука. 1994. 496 с.

Вернадский В.И. Биосфера. Мысли и наброски: Сб. науч. работ В.И. Вернадского. М.: Издат. Дом «Ноосфера». 2001. 244 с.

Габлина И.Ф. Условия меденакпления в красноцветных континентальных формациях. М.: Наука. 1983. 111 с.

Галкин В.А. Роль флюидов в формировании деформационных структурных парагенезов // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1993. № 5. С. 59–70.

Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Мат-лы III Всерос. совещ. М.: Изд-во МГУ, 2003. 430 с.

Гинзбург И.И. Вопросы энергетики реакций процессов выветривания некоторых алюмосиликатов // Кора выветривания. Вып. 5. М.: Изд-во АН СССР. 1963. С. 87–119.

Горшков В.И. Палеотермальная зональность осадочных толщ // Нефтегазовая геология и геофизика. 1978. № 7. С. 14–18.

Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. Синергетические принципы геологических исследований. М.: ГЕОС. 2001. 312 с.

Диagenез и катагенез осадочных образований / Под ред. Г. Ларсена, Дж. Чилингара. М.: Мир, 1971. 464 с.

Дмитриевский А.Н. Системный анализ нефтегазоносных бассейнов // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность / Под ред. Н.Б. Вассоевича и П.П. Тимофеева. М.: Наука, 1983. С. 12–16.

Дмитриевский А.Н. Системный подход в литологии: исходные предпосылки, возможности. Сообщения 1 и 2 // Литология и полезн. ископаемые. 1993. № 1. С. 3–17; № 3. С. 3–17.

Дмитриевский А.Н. Полигенез нефти и газа // Докл. РАН. 2008. Т. 419. № 3. С. 373–377.

Докембрий и проблемы формирования земной коры. М.: Наука. 1978. 311 с.

Ермолаев Н.П., Созинов Н.А., Котина Р.П. и др. Механизмы концентрирования благородных металлов в терригенных углеродистых отложениях. М.: Научный мир. 1999. 124 с.

Зарицкий П.В. О возможности использования конкреций для определения сокращения мощности исходного вещества каменного угля // Докл. АН СССР. 1965. Т. 164. № 3. С. 666–669.

Зарицкий П.В. Конкреции и значения их изучения при решении вопросов угольной геологии и литологии. Харьков: Изд-во при Харьковском гос. ун-те издат. Объединения «Вища школа». 1985. 176 с.

Зверев В.П. Подземные воды земной коры и геологические процессы. М.: Научный мир. 2006. 256 с.

Зверев В.П. Вода в земле. Введение в учение о подземных водах. М.: Научный мир. 2009. 252 с.

Злочевская Р.И., Королев В.А., Кривошеева З.А., Сергеев Е.М. О природе изменения свойств связанной воды в глинах под действием повышаю-

щихся температур и давлений // Всетн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1977. № 3. С. 80–96.

Каледа Г.А. Изменчивость отложений на тектонических структурах. М.: Наука, 1985, 192 с.

Карцев А.А. Стадийность литогенеза и гидрогеологические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 2. С. 107–112.

Катагенез и нефтегазоносность. Л. Недра, 1981. 240 с.

Келлер У.Д. Основы химического выветривания // Геохимия литогенеза. Сб. статей: Пер. с англ. М.: Изд-во ИЛ. 1963. С. 185–195.

Киссин И.Г. Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука. 2009. 328 с.

Князева Е.Н., Курдюмов С.П. Синергетика: Нелинейность времени ландшафты коэволюции. М.: КомКнига. 2007. 272 с.

Конторович Э.А. Общая теория нефтидогенеза. Базисные концепции, пути построения // Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа. Новосибирск: Наука. 1991. С. 29–44.

Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965, а. 310 с.

Копелиович А.В. О количестве перемещающегося вещества при изменении размеров зерен в связи с вторичными преобразованиями некоторых осадочных пород // Литология и полезн. ископаемые. 1965, б. № 5. С. 130–133.

Коссовская А.Г. Минералогия терригенно-мезозойского комплекса Виллойской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 204 с.

Коссовская А.Г. Проблемы геоминералогии // Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 110–158.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложениях Западного Верхоянья // Докл. АН СССР. 1955. Т. 103. № 6. С. 1085–1088.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Типы регионального эпигенеза и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах // Геотектоника. 1976. № 2. С. 15–30.

Крашенинников Г.Ф. Некоторые дискуссионные проблемы современной литологии // Новое в современной литологии (материалы научных заседаний секции Осадочных пород МОИП). М.: Наука. 1981. С. 5–14.

Крашенинников Г.Ф. Системный подход в современной литологии // Вопросы петрологии и металлогении Урала. Ч. III. Литология. Тез. докл. 4-й Уральской петрографической конф. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1981. С. 3–5.

Крашенинников Г.Ф. Методологические аспекты генетического изучения осадочных пород // Методология литологических исследований / Отв. ред. А.А. Трофимук, А.П. Деревянко. Новосибирск: Наука. 1985. С. 165–174.

Крашенинников Г.Ф. Системный подход и осадочные формации // История и методология естественных наук. Вып. XXXIII. Геология / Под ред. В.Е. Хаина. М.: Изд-во МГУ. 1986. С. 20–26.

Крашенинников Г.Ф. Работы Л.В. Пустовалова и современная литология // Проблемы экзогенного и метаморфогенного породо- и рудообразования / Отв. ред. акад. А.Л. Яншин. М.: наука. 1985. С. 8–18.

Крашенинников Г.Ф., Янакурт О.В. Эпигенетические изменения пород северной части Ленского угольного бассейна // Литология и полезн. ископаемые. 1977. № 3. С. 53–66.

Кривошеева З.А., Злочевская Р.И., Королев В.А., Сергеев Е.М. О природе изменений состава и свойств глинистых пород в процессах литогенеза // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1977. № 4. С. 60–73.

Кузнецов В.Г. Геологи и геология. Встречи. Размышления о науке и ученых. М.: РГУ. 2008. 142 с.

Кузнецов В.Г. Эволюционный раздел литологии // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2011. Т. 86. Вып. 5. С. 72–83.

Лебедев Б.А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: недра. 1992. 239 с.

Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука. 1992. 230 с.

Летников Ф.А. К проблеме синергетики геологических систем // Геология и геофизика. 1993. № 1. С. 34–56.

Летников Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Смирновский сборник – 99. М.: ВИНТИ. 1999. С. 63–98.

Летников Ф.А. Об одном из возможных источников тепловой энергии эндогенных процессов // Докл. АН. 2004. Т. 398. № 6. С. 792–794.

Летников Ф.А. Синергетические аспекты изучения природных открытых неравновесных систем // Докл. АН. 2000. Т. 370. № 2. С. 212–215.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука. 1924. 438 с.

Лисицын А.П. Биогенная седиментация в океанах и зональность // Литология и полезн. ископаемые. 1977, а. № 1. С. 3–24.

Лисицын А.П. Терригенная седиментация, климатическая зональность и взаимодействие терригенного и биогенного материала в океанах // Литология и полезн. ископаемые. 1977, б. № 6. С. 3–22.

Лисицын А.П. Аридная седиментация в мировом океане. Рассеянное осадочное вещество атмосферы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 10. С. 1398.

Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. М.: Наука, 1968. 92 с.

Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.

Лукин А.Е. Литолого-динамические факторы нефтегазоаккумуляции в авлакогенных бассейнах. Киев: Наукова думка. 1977. 223 с.

Лукьянова В.Т. Катагенез в орогенных областях. М.: Т-во науч. изданий КМК ЛТД. 1995. 174 с.

Мазор Ю.Р., Матвеев А.К. Изменение углей и вмещающих пород // Литология и полезн. ископаемые. 1974. № 6. С. 68–80.

Махус М. Условия формирования нефтеносных толщ бассейнов Сахарской платформы. Автореф. докт. дис. М.: МГУ, 1993. 86 с.

Малинин С.Д. Вторичные изменения пород, вмещающих ископаемые угли. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 132 с.

Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра. 1988. 293 с.

Маслов А.В., Алексеев В.П. Осадочные формации и осадочные бассейны. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. 203 с.

Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника, 1989. 335 с.

Милло Ж. Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия): Пер. с франц. Л.: Недра, 1968. 359 с.

Минералогическая энциклопедия / Под ред. К. Фрея: Пер. с англ. М.: Недра. 1985. 512 с.

Минский Н.А. Закономерности формирования поясов оптимальных коллекторов. М.: Недра. 1979. 298 с.

Михайлов Б.М., Горбачев Б.Ф., Харлашин А.П. и др. Прогнозная оценка зон гипергенеза на твердые полезные ископаемые при геологической съемке масштаба 1:50 000 – 1: 200 000. Методическое пособие. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 1998. 76 с.

Муравьев В.И. Минеральные парагенезы глауконито-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 208 с.

Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука. 1987. 303 с.

Наливкин Д.В. Учение о фациях. Географические условия образования осадков. В 2-х томах. М.-Л. Изд-во АН СССР. 1956. Т. I. 534, а; Т. II. 391 с.

Нургалеева Н.Г. Фрактальная природа стратиграфической записи: пермские осадочные разрезы стратиграфической области // Георесурсы. 2003. № 2. С. 10–17.

Обстановки осадконакопления и фации. В 2-х томах: Пер. с англ. / Под ред. Х. Рединга. М.: Мир. 1990. Т. 1. 352 с.; Т. 2. 384 с.

Осадочные бассейны: методика изучения, строения и эволюция / Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа. М.: Научный мир. 2004. 526 с.

Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). Изд. 3-е. М.: Недра. 1968. 331 с.

Перельман А.И. Изучая геохимию... (О методологии науки). М.: Наука. 1987. 152 с. (Серия «Наука и технич. прогресс»).

Перозио Г.Н. Эпигенез терригенных осадочных пород юры и мела центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1971. 160 с.

Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы: Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 751 с.

Петров В.П. Современные проблемы учения о коре выветривания // неметаллические полезные ископаемые коры выветривания / Отв. ред. В.П. Петров и П.П. Смолин. М.: Наука. 1977. С. 9–38.

Пинеккер Е.В. Внутриземные воды // Современная динамика литосферы континентов. Подвижные пояса. М.: недра. 1995. С. 275–288.

Подземные воды и эволюция литосферы. Мат-лы Всесоюзной конференции. Т. II. М.: Наука. 1985. 162 с.

Полынов Б.Б. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР. 1956. 751 с.

Пригожин И. Будущее не задано // Человек перед лицом неопределенности: Пер. с франц. М.: Ижевск: Инст. комп. исслед. 2003. С. 13–26.

Пригожин И. От существующего к возникающему. Время и сложности в физических науках: Пер. с англ. М.: КомКнига / URSS. 2006. 296 с.

Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса: Новый диалог человека с природой: Пер. с англ. 6-е изд. М.: Изд-во ЛКИ/URSS. 2008. 266 с.

Проблемы осадочной геологии докембрия. Кн. 1 / Под ред. акад. А.В. Сидоренко. М.: Недра. 1975. 328 с.

Разумова В.Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука. 1977. 153 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 303).

Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков): Пер. с нем. М.: Недра. 1981. 439 с.

Розен О.М. К оценке объема возрожденных вод континентальной коры при глобальном водообмене // Водные ресурсы. 1982. № 3. С. 106–118.

Савенко В.С. Парадокс глубоководного диагенеза // Докл. АН. 1994. Т. 339. № 4. С. 538–540.

Савко А.Д., Бугельский Ю.Ю., Новиков В.М., Слукин А.Д., Шевырев Л.Т. Коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые. Воронеж: Истоки 2007. 355 с.

Свальнов В.Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука. 1991. 256 с.

Свальнов В.Н. Минералы – индикаторы стадии и этапов пелагического литогенеза // Минеральные индикаторы литогенеза. Мат-лы Российского совещ. с международным участием. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН: Геопринт. 2011. С. 58–59.

Седиментология: Пер. с польского // Градзиньский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р.М.: Недра. 1976. 640 с.

Симанович И.М. Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 152 с.

Симанович И.М. Постседиментационный литогенез терригенных комплексов в складчатых областях: структуры пород и кливаж // Литология и полезн. ископаемые. 2007. № 1. С. 84–92.

Симанович И.М., Тучкова М.И. Постдиагенетические преобразования терригенных комплексов в складчатых и платформенных областях. Сравнительный анализ // Литосфера. 2010. № 4. С. 3–17.

Симанович И.М., Янаскурт О.В. Геотектонические типы постседиментационных осадочных процессов // Вестн. МГУ. Сер. геол. 2002. № 6. С. 20–31.

Система Белого моря. Т. I: Природная среда водосбора Белого моря / Отв. ред. Акад. А.П. Лисицын. М.: Научный мир. 2010. 480 с.

Соколов Б.А., Янаскурт О.В. Катагенез пород и нефтегазоносность западной окраины Верхоянского миегеосинклинального осадочного бассейна // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность / Под ред. Н.Б. Вассоевича и П.П. Тимофеева. М.: Наука, 1983. С. 226–237.

Сорохтин О.Г., Чилингар Дж., Сорохтин Н.О. Теория развития Земли: происхождение, эволюция и трагическое будущее. М.-Ижевск: Ин-т компьютерных исслед., НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика». 2010. 752 с.

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. О сравнительно-литологическом направлении и его ближайших задачах // Бюл. МОИП. Отд. геол. Н.С. Т. 20. № 3–4. 1945. С. 34–48.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза Т.1: Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 299 с.

Страхов Н.М. Избранные труды. Осадкообразование в современных водоемах. М.: Наука. 1933. 396 с.

Страхов Н.М. Проблемы современного и древнего осадочного процесса: В 2-х т. М.: Наука. 2008. Т. 1. 495 с.

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

Тимофеев П.П. Генетическое учение об осадочных геологических формациях (к теории формационного анализа) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минералогения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2000. С. 15–27.

Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Вторичные преобразования органического вещества в различных фациальных условиях // Литология и полезн. ископаемые. 1966. № 5. С. 27–36.

Тимофеев П.П., Коссовская А.Г., Шутов В.Д. и др. Новое в учениях о стадиях осадочного породообразования // Литология и полезн. ископаемые. 1974. № 3. С. 58–82.

Тихомиров С.В. Развитие литологии и её современное содержание в нашей стране // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1982. № 9. С. 42–67.

Тихомиров С.В. Факторы осадочного процесса и его основной закон // Известия высш. Учеб. завед. Геология и разведка. 1972. № 3. С. 3–35.

Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.

Фашии метаморфизма / Н.Л. Добрецов, В.В. Ревердатто, В.С. и Н.В. Соболевы, В.В. Хлестов. М.: Недра. 1969. 432 с.

Фейербридж Р.В. Диагенетические минералы // Минералогическая энциклопедия // Под ред. К. Фрея: Пер. с англ. Л.: Недра. 1985. С. 83–84.

Ферсман А.Е., Геохимия. В 2-х томах. Л.: ОНТИ-ХИМТЕОРЕТ. 1934. Т. II. 354 с.

Ферсман А.Е. Очерки по минералогии и геохимии. 2-е изд. М.: Наука. 1977. 191 с.

Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра. 1984. 222 с.

Фролов В.Т. Глобальное выветривание // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геология. 1994. № 5. С. 3–14.

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

Хакен Г. Синергетика. М.: Мир. 1980. 238 с.

Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983. 152 с.

Холодов В.Н. Роль геохимии осадочного процесса в развитии литологии // Проблемы литологии, геохимии и осадочного рудогенеза / Отв. редактор О.В. Япаскурт. М.: Наука, 2001. С. 54–92.

Холодов В.Н. Проблемы стадияльного анализа и развитие литологии // Литология и полезн. ископаемые. 2004. № 2. С. 115–135.

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

Холодов В.Н. Осадочные бассейны, закономерности их формирования и принципы классификации. Сообщения 1 и 2 // Литология и полезн. ископаемые. 2010. № 1. С. 3–27; № 2. С. 268–308.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. Зона катагенетической гидрослюдизации глин – арена интенсивного перераспределения химических элементов. Сообщения 1 и 2 // Литология и полезн. ископаемые. 2001. № 5. С. 563–609.

Чиков Б.М. Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия (обзор проблемы) // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 3–99.

Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР. 1955. 671 с.

Шамрай И.А. Кремнистые породы юго-востока Русской платформы и условия их образования // Литология и полезн. ископаемые. 1965. № 2. С. 19–27.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Изд-во АН СССР. 239 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 161).

Шварцев С.Л. Разложение и синтез воды в процессе литогенеза // геология и геофизика. 1975. № 5. С. 60–69.

Шварцев С.Л. Взаимодействие воды с алюмосиликатными горными породами. Обзор // Геология и геофизика. 1991. № 12. С. 16–50.

Шварцев С.Л. К проблеме самоорганизации геологической системы 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.

Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 110 с.

Щербаков А.С. Самоорганизация материи в неживой природе: философские аспекты синергетики. М.: Изд-во МГУ, 1990. 111 с.

Эпигенез и его минеральные индикаторы / Под ред. А.Г. Коссовской. М.: Наука, 1971. 110 с.

Эшби У.Р. Принципы самоорганизации // Принципы самоорганизации. М.: Мир. 1966. С. 314–343.

Юдович Я.Э., Кэтрис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт. 2008. 563 с.

Янаскурт О.В. Преобразования песчаников протерозоя Южного Улустау при переходе от эпигенетической к раннеметаморфической стадии // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 5. С. 118–125.

Янаскурт О.В. О взаимоотношениях катагенеза и начального метаморфизма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1981. № 5. С. 33–38.

Янаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере: Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.

Янаскурт О.В. Литогенез и тектогенез // Изв. Секции Наук о Земле РАЕН. 2002. Вып. 8. С. 142–150.

Янаскурт О.В. Аспекты теории постседиментационного литогенеза // Литосфера. 2005. № 3. С. 3–30.

Янаскурт О.В. Основы концепции развития литологических исследований на современном уровне. Проект для обсуждения на 6-ом Всероссийском литологическом совещании 2011 г. М.: МАКСПресс. 2010. 30 с.

Янаскурт О.В., Ростовцева Ю.В., Карнова Е.В. Постседиментационный литогенез терригенных комплексов и палеотектоника // Литосфера. 2003. № 1. С. 39–53.

Янаскурт О.В., Шиханов С.Е. Модели процессов литогенеза в разнотипных синхронно развивавшихся северосибирских палеобассейнах мезозоя. Ст. 2. Тектонически подвижные области // Бюлл. МОИП. Отд. геология. 2008. Т. 84. Вып 4. С. 58–73.

Cecil Ch. B., Heald M.T. Experimental investigation of effects of coatings on quartz grains // Abstr. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1967. V. 51. P. 457.

Coombs D.S. Lovver grade mineral facies in New Zealand // Intern. Geol. Congress. 21-st Sess. Rep., Part 13. Copengagen, 1960. P. 339–351.

Dunoyer de Segonzac D. The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review // Sedimentology. 1970. V. 15.

Dutton S.P., TimothiN.D. History of quartz cementation in the Lower Cretaceous Travis Peak formation, East Texas // J. Sediment. Petrol. 1990. V. 60. № 2. P. 191–202.

Ernst W.G., Blatt H. Experimental study of quartz overgrowths and synthetic quartzites // J. Geol. 1964. V. 72. P. 461–470.

Fairbridge R.W. Phases of diagenesis and autigenesis // Diagenesis in Sediments / G. Larse and G.V. Chillingar, eds Amsterdam: Elsevier. 1967. P. 19–89.

Heald M.T., Renton J.J. Experimental study of sandstone cementation // J. of Sediment. Petrol. 1966. V. 36. № 4. P. 977–991.

Hesse R., Dalton E. Diagenetic and low-grade metamorphic terranes of Gaspy Peninsula related to the geological structure of the Taconian and Acadian orogenic belts, Quebec Appalachians // J. Metamorph. Geol. 1991. V. 9. № 6. P. 775–790.

Hunziker J.C., Frey M., Clauer N. et. al. The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotope data from the Glarus Alps, Switzerland // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 157–180.

Kubler B. La cristallinite de l'illite et les zones lout a fait superieures du metamorphisme // Etages tectoniques. A la Bacconniere, Neuchatel (Suisse), 1967. P. 105–121.

Low temperature metamorphism / Ed. M. Fray. Fray. New York: Blackie, 1987. 351 p.

McBride E.F. Quartz cement in sandstones: a review // Earth Science Rev. 1989. V. 26. P. 69–112.

McDowell S.D., Elders W.A. Authigenic layers silicate minerals in boreholes Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA // Contrib. Mineral. Ptrol. 1980. V. 74. P. 293–310.

Philipp W. The history of margin in the Gilhorn trough (N.-W. Germany) ? Proc. VI World Petrol. Congress. Sec. 1. Pap. 19. Frankfurt-a-M., 1963. P. 457–481.

Spoil C., Matter A., Brevart O. Diagenesis and pore water evolution in the Keuper Reservoir. Paris (France) // J. Sediment. Petrol. 1993. № 54. P. 909–928.

Weaver Ch.E. Shale-slate metamorphism in Southern Appalachians. Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo: Elsevier, 1984. 235 p.

Yang C., Hesse R. Clay minerals as indicators of diagenetic and anchimeta-morphic grade in an overthrust belt external domain of Southern Canadian Appalachians // clay minerals. 1991. V. 26. № 2. P. 211–231.

Yapaskurt O.V.

Lithology. Parts of the theory: Part 1: Processes and factors of the rocks epigenesis: diagnostics and system analysis: Textbook. – М.: МАКС Пресс, 2013. – 216 p.

The book deals with the conceptual aspects of the theory of multiple-transformations of matter and the texture of sedimentary rocks after early diagenesis stage of their formation (genesis) – while rocks locate in the bowels of the earth, until the beginning of regional metamorphic changes of them. There are summarizes of the latest research of lithologists (including author), hydrogeologists and petrologists of the mechanisms that are hidden from direct observation regarding the processes of mineral genesis, flyuidogenesis and remobilization of sediments inside stratisphere (upper part of the Earth crust, that does not change under the influence of metamorphism). The first part of the book shows methods how to diagnose traces of these processes, and techniques of historical reconstruction of their geology and system analysis of exogenous and endogenous factors influence them. The information in textbooks on the lithology in such detail was not covered before. For undergraduates and graduates of the geology universities in the direction 020700 Geology, scientists and industrialists – geologists, geochemists and geophysicists.

Keywords: sedimentary rocks, genesis, epigenesis, processes, factors, diagnostics, system analysis.

Учебное издание

ЯПАСКУРТ Олег Васильевич

ЛИТОЛОГИЯ. РАЗДЕЛЫ ТЕОРИИ

В двух частях

ЧАСТЬ I

ПРОЦЕССЫ И ФАКТОРЫ ЭПИГЕНЕЗИСА ГОРНЫХ ПОРОД: ДИАГНОСТИКА И СИСТЕМНЫЙ АНАЛИЗ

Подготовка оригинал-макета:

Издательство «МАКС Пресс»

Главный редактор: *Е.М. Бугачева*

Компьютерная верстка и дизайн обложки: *Е.П. Крынина*

Подписано в печать 11.04.2013 г.

Формат 60x90 1/16. Усл.печ.л. 13,5. Тираж 300 экз. Изд. № 098.

Издательство ООО «МАКС Пресс»

Лицензия ИД N 00510 от 01.12.99 г.

119992, ГСП-2, Москва, Ленинские горы, МГУ им. М.В. Ломоносова,

2-й учебный корпус, 527 к.

Тел. 8(495)939-3890/91. Тел./Факс 8(495)939-3891.

Отпечатано в ППП «Типография «Наука»

121099, Москва, Шубинский пер., 6

Заказ № 2902

