

О. В. Япаскурт

Издательство
Московского
университета



ГЕОЛОГИЯ

КАТАГЕНЕЗ

ОСАДОЧНЫХ

ГОРНЫХ ПОРОД



1991

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
им. М. В. ЛОМОНОСОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

Дорогим Каге в боре
Богемийские от
старого гевершю
Денскурей
12.05.92

О. В. Яласкурт

КАТАГЕНЕЗ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

(Методическое руководство к
стадиальному анализу)

Издательство Московского университета

1991

ББК 26.325

Я69

УДК 552.14

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук, профессор В.Т.Фролов,
доктор геолого-минералогических наук, профессор Б.А.Соколов

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского
совета Московского
университета

Янсакурт О.В.

Я69 Катагенез осадочных горных пород: Учебное пособие.-М.:

Изд-во МГУ, 1991. - 120 с.: ил.

ISBN 5-211-02217-3

Рассматриваются методы литолого-петрографической стадиальной расшифровки структурно-текстурных и минеральных преобразований пород при катагенезе – одной из важнейших стадий литогенеза, через которую прошло подавляющее большинство изучаемых литологами, геологами-съемщиками и поисковиками осадочных отложений в платформенных и геосинклинальных областях. В процессе катагенеза существенно трансформируются многие первичные (генетические) признаки, приобретенные осадком на стадии седиментации, а также формируются многие виды полезных ископаемых, в том числе нефть, газ, высококачественные угли и руды различных металлов.

Для студентов различных геологических специальностей вузов.

077(02)-91-заказное

ББК 26.325

ISBN 5-211-02217-3



Московский государственный
университет, 1991

ПРЕДИСЛОВИЕ

Учебное пособие предназначено для студентов третьего курса геологического факультета МГУ специализированного курса "Стадиальный анализ литогенеза", введенного согласно новому учебному плану специализации "Литология" специальности "Геологическая съемка, поиски и разведка". Вместе с тем, оно полезно и для углубленного освоения разделов об осадочном породо- и рудообразовании в фундаментальных курсах "Литология" (полном и кратких), читаемых студентам всех геологических специальностей и специализаций.

В книге рассматриваются методические приемы исследования катагенеза – одной из стадий осадочного породообразования (литогенеза), так или иначе затронувшей большую часть тех отложений, с которыми постоянно сталкиваются геологи-съемщики, разведчики месторождений полезных ископаемых, гидрогеологи, инженеры-геологии, геофизики. Им будут небезинтересны и практически важны сведения о процессах катагенетического преобразования изучаемых отложений, и о конкретных способах расшифровки этих недоступных прямым наблюдениям процессов. Поэтому что на вышеупомянутой стадии существенно меняются, трансформируются первичные (генетические) признаки, приобретенные осадком на стадии седиментации, а также формируются многие виды полезных ископаемых, в том числе высококачественные угли, нефть и газ, руды различных металлов и др. Отсюда становится очевидным, что геологу необходимо умение познавать конкретные закономерности осадочного породообразования применительно к научно обоснованным палеогеографическим построениям и прогнозам участков локализации большинства разведуемых полезных ископаемых.

Наука об осадочных горных породах и связанных с ними полезных ископаемых – литология – ныне подошла к такому этапу своего развития, когда в числе ее ведущих проблем особое значение приобретает разработка методики познания генетической сущности многофакторных процессов превращения осадков^в породы и последующих новообразований, благодаря которым эти породы стали такими, какими мы их видим и изучаем в керне скважин или в естественных обнажениях. Имеются в виду совершающиеся в течение длительного геологического времени, а потому недосягаемые непосредственному наблюдению процессы стадий породообразования, или литогенеза в

узком смысле этого термина: от диагенеза к последующему катагенезу до начала регионального метаморфизма. Литогенезу предшествует стадия седиментогенеза, или осадкообразования. Современные ее процессы доступны нашим наблюдениям и интенсивно изучаются. Условия же древнего седиментогенеза нуждаются в реконструкции, а она невозможна без знания и учета литогенетических (в том числе и катагенетических) преобразований в породах.

Литогенетическими преобразованиями здесь именуются все изменения и превращения, произошедшие в составе седиментогенных компонентов (кластогенных, хемогенных или биогенных) и в составе органического вещества осадка, а также парагенезы послеседиментационных структур, текстур и новообразованных (аутогенных) минералов. Они относятся к категории "вторичных" признаков в осадочной породе. Их необходимо уметь отличать от "первичных", или генетических ее признаков — седиментогенных структур и текстур, состава исходного вещества в осадке, включений остатков фауны, флоры, возможных примесей вулканокластических продуктов и др. Эти признаки, частично камуфлированные вторичными, но в той или иной мере сохранившиеся в породе, являются важнейшими индикаторами обстановок древнего осадконакопления. Опознать их с уверенностью далеко не так просто, как может показаться с первого взгляда. Это относится, прежде всего, к раскрытию состава исходного вещества в осадке, существенно меняющегося в процессе литогенеза. Здесь приходится обращаться к специальным литологогенетическим исследованиям.

Показать, как выполняются такие исследования и как интерпретируются полученные при этом результаты — главная задача данной книги. Причем, основная ее цель состоит не столько в том, чтобы поведать о сущности и механизме процессов катагенеза (об этом сказано в ряде учебников по литологии /12, 13, 22, 23/), сколько в том, чтобы раскрыть перед читателем конкретные пути и методы их выявления и генетического истолкования. И, тем самым, дать возможность студенту не просто воспринимать фактический материал "на веру", апеллируя к авторитетным первоисточникам, но научить его приемам логического осмысливания полевых и лабораторных наблюдений конкретных природных объектов.

В основу данного учебного пособия положен личный опыт многолетних научно-исследовательских работ автора, чтения курсов лекций по литологии, стадиальному анализу литогенеза и литоло-

го-геохимическим методам поисков осадочных полезных ископаемых, а также анализ специализированной научной и учебной литературы.

Большую помощь своими цennыми советами и рекомендациями автору оказали ученыелитологи: член-корр. АН СССР профессор П.П.Тимофеев, заслуженный деятель науки и техники РСФСР, профессор Г.Ф.Крашенинников, профессора А.Г.Коссовская, В.Т.Фролов и В.Н.Холодов, за что автор выражает им глубочайшую признательность.

ГЛАВА I. КАТАГЕНЕЗ В РЯДУ СТАДИИ ОСАДОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

Один из основоположников отечественной литологии Л.В.Пустовалов неоднократно обращал внимание геологов на то, что любая наблюдаемая ими порода не есть нечто застывшее, законсервированное в своей первозданности, но "представляет собой продукт чувствительного приспособления к той разнообразной среде, которую прошли ее составные части и вся она в целом" /22, ч. I, с. 40/. Изучая породу, мы можем и должны уметь ретроспективно восстанавливать все этапы, или стадии ее приспособления к этой постоянно меняющейся окружающей среде с тем, чтобы получить исчерпывающее представление о последней, прежде всего. Для этого необходимо выполнять стадиальные реконструкции или стадиальные анализы. О нем будет подробно рассказано в гл. 2.

Здесь же кратко напомним о стадийности литогенеза, о положении катагенеза в ряду этих стадий и о существующих представлениях (и разногласиях) среди литологов относительно стадиальных границ и параметров, определяющих принадлежность к той или иной стадии изучаемых осадочных образований.

Любая наблюдаемая нами осадочная порода может быть представлена как геологическое образование, принадлежавшее (в период его изучения) конкретному этапу в цикле осадочных процессов. Весь этот цикл осуществляется непрерывно-прерывисто или стадийно. Он включает в себя, как известно, две главные стадии: осадкообразование (или седиментогенез) и породообразование (литогенез), которые, в свою очередь, определяют ряд стадий более дробных порядков. Так седиментогенез начинается со стадии мобилизации осадочного вещества (осуществляемый гипergенным либо вулканогенно-осадочными процессами) и затем реализуется на последующих стадиях транспортировки этого вещества и накопления его в виде осадка. Все это осуществляется в экзогенных условиях зоны осадконакопления /22/, в пределах конкретного седиментационного бассейна (СБ), которым именуется любой участок земной коры, где накапливаются осадки (включая и область конечного осадконакопления и примыкающие к ней площади мобилизации и транспортировки вещества). Затем в случае, если тектоническое опускание не позволяет вновь повториться данному циклу седиментации, т.е., если осадок более или менее стабильно погружается под покров

все более молодых отложений, начинается осадочное породообразование (собственно литогенез), включающее стадии: диагенеза, катагенеза (начального, среднего и позднего или глубокого), а также метагенеза (раннего и позднего). Все это совершается в бассейне породообразования (БП), представляющем собой крупную отрицательную тектоническую структуру, заполненную осадочными образованиями. Последние никогда не остаются неизменными. Под влиянием многих глубинных факторов (P , t^0 , поровых вод и флюидов) стремление к химическому уравновешиванию многокомпонентного вещественного состава осадочного тела, происходит очень сложные многофакторные процессы литогенеза. Они в одних случаях завершаются в конечном итоге превращением породы в метаморфическую, а в других - прерываются вследствие нового воздымания, эрозии и вовлечения в следующий цикл седименто- и литогенеза.

Следует особо подчеркнуть, что названия стадий литогенеза, параметры и границы между ними трактуются исследователями до сих пор неоднозначно. Чтобы уяснить себе это, начнем с предшествующей катагенезу стадии диагенеза. Термин "диагенез" (Д) впервые употребили в литературе в 1883-1888 гг. немецкие геологи Гюмбель и Вальтер. Он раскрывается в геологическом словаре следующим образом /2, с. 221/: "... Этимологически слово Д. означает "перерождение" или "преобразование", поэтому оно позволяет трактовать Д. двояко. Одни исследователи имеют в виду всю совокупность изменений осадка первоначального его вида до метаморфической породы. Именно в таком широком смысле понимается Д. в западной геологической литературе. Другие ограничивают Д. только первыми моментами преобразования осадка, а именно превращением его в осадочную породу, выделяя более поздние превращения самой породы в особые стадии катагенеза и метагенеза или раннего метаморфизма. Именно такие трактовки Д. распространены в советской литературе. Диагенез мыслился при этом как этап физико-химического уравновешивания осадка, представляющего собой первоначально неравновесную физико-химическую систему, сильно обводненную и богатую органическим веществом, как живым (бактерии), так и мертвым".

Последняя фраза полностью соответствует трактовке диагенеза академиком Н.М.Страховым /25/. Развивая его идеи, обстоятельный анализ многофакторных проявлений диагенеза в различных фаунистических и климатических условиях дали в своих работах Н.В.Логвиненко и Л.В.Орлова /12/. Именно многофакторность, т.е. тесные взаимосвязи физических, химических и биологических процессов

надо всегда иметь в виду литологу, приступающему к стадиальным исследованиям. До сих пор же, когда речь шла о диагенезе, то многие чаще всего имели в виду преимущественно физико-механические процессы изменения осадка: его уплотнение и переориентировку минеральных частиц, обусловливающие снижение пористости и смену разжигенно-текучей консистенции вещества на пластичную и полутвердую. Но это только наиболее заметная, "лицевая сторона медали", потому что физико-механические свойства осадка можно относительно легко описать и достаточно точно измерить (например, при бурении морских скважин). Однако сводить всю сущность диагенеза только "к этому" - значит примитивизировать представления об очень сложных природных образованиях. Нельзя недооценивать биохимию и химию диагенеза.

Н.В.Логвиненко и Л.В.Орлова так писали об этом /12, с. 35/: "... В период диагенеза в осадках существует экосистема или несколько систем, состоящая из бактерий, грибков, червей, моллюсков и ряда других роющих или зарывающихся в ил организмов. Эта система постоянно функционирует, в результате чего происходит деструкция ОВ (органического вещества - примечание авт.), восстановление сульфатов, нитратов в одних условиях и разложение и окисление в других: образуются CO_2 , CH_4 , H_2S , N_2 , NH_3 , в биомассе бактерии накапливаются белки, липиды, углеводы и другие компоненты, некоторые виды бактерий непосредственно осаждают ряд элементов". Все это сказывается на становление и изменение таких важнейших факторов минералообразования, как pH , Eh , P_{CO_2} , $P_{\text{H}_2\text{S}}$, P_{O_2} , состав и концентрация растворов поровых вод в осадке. А это, в свою очередь, стимулирует химические процессы, относимые к пяти нижеперечисленным разновидностям.

1. Трансформации минералов - обломочных, седиментогенных или раннедиагенетических. Ценение о "трансформации" было введено французским исследователем глинистых минералов и пород Ж.Милло в 1964 г., понимавшим это как преобразование минерала под влиянием изменившихся условий окружающей среды, осуществленное с сохранением изначального структурного типа кристаллической решетки, внутри которой некоторые анионы или катионы замещаются на другие, с сохранением общего баланса уравновешивающихся электрических зарядов. Так, в литературе уже классическими стали описания трансформаций монтмориллонитов в гидрослюду (осуществляемые, правда, ниже зоны диагенеза, при катагенезе). В ходе диагенеза прежде всего трансформируются частицы фемических слюд

группы биотита, которые частично или полностью превращаются в хлорит (в одних обстановках) либо в монтмориллонит и другие глинистые минералы (в иных условиях), как это подробно описано А.В. Копелиовичем /7/ и А.Г.Коссовской /9/. К той же группе процессов относятся гидрослюдизация и каолинизация полевых шпатов в кислых средах, либо их монтмориллонитизация и карбонатизация в средах щелочных. Кальциевые карбонаты, взаимодействуя с Mg - содержащими растворами, трансформируются в доломиты. Для нас особо интересно отметить, что образования, возникшие в результате трансформаций минералов, не всегда бывают видны визуально, даже при больших увеличениях поляризационного микроскопа. Они выявляются прецизионными (тонкими) методами минералогических исследований с помощью электронной микроскопии, рентген-дифрактометрии и др.

2. Растворение минералов (по Ф.Дж.Четтиджону /20/ "внутрислойное растворение"), иногда сопровождаемое замещением их новыми твердыми фазами. Растворяются при диагенезе обычно минералы нестойкие к воздействию экзогенной среды, в первую очередь, фемические каркасные силикаты - оливины, пироксены и амфиболы. Явления коррозии можно наблюдать микроскопически. Например, А.С. Запорожцева описала в 1960 г. в слабо измененных песчаных породах нижнемеловой угленосной формации на северо-восточной окраине Сибирской платформы терригенный гранат со следами интенсивных коррозионных процессов. В кислых средах (а их создают повышенные концентрации ОВ) растворению, нередко полному, подвержены карбонаты и фосфаты, включая органические скелетные остатки. Именно диагенетическим растворением объясняется кажущаяся "палеонтологическая немота" глинистых толщ во многих конкретно изучаемых разрезах. В щелочных же условиях, наоборот, коррозию и растворение испытывают минералы группы кремнезема.

3. Хемогенная садка минералов из растворов поровых вод тесно взаимосвязана с группой описанных выше явлений. Ей способствует физико-химическая открытость системы при диагенезе, т.е. возможность оттока из этой системы газоводных флюидов. Известно, что между флюидной и минеральной фазами в системе существуют условия неустойчивого равновесия, нарушения которых влечут за собой в одних случаях растворение, а в других - кристаллизацию твердой фазы. Это относится, в первую очередь, к системе: углекислота - вода - карбонаты. Например, хорошо известная из школьного курса химии обратимая реакция "жесткости воды":



При удалении из системы CO_2 реакция, согласно принципу Ле-Шателье, смеется влево, в сторону кристаллизации $CaCO_3$ (как известно, бикарбонат кальция хорошо растворим, а карбонат - растворим слабо). Удаление же CO_2 способствует любое нарушение сплошности осадка, в том числе, перемешивание его роющими животными - червями, моллюсками, ракообразными (биотурбацией). То же относится не только к кальциту, но и к иным карбонатам - например, к сидериту. В результате подобных процессов возникают либо рассеянные в породе (и частично скрепляющие ее компоненты в виде пленочного или порового структурного цемента) кристаллически-зернистые карбонаты, либо их стяжения в форме разнообразных конкреционных тел. Таким образом, получается перераспределение карбонатного вещества: из одних слоев оно полностью удаляется (см. выше), а в соседних с ними слоях - концентрируется. Если бы мы пожелали привести еще примеры, то они заняли бы очень много места. Следовало бы коснуться условий кристаллизации сульфатов, фосфатов, оксидов и гидроксидов Fe и Mn, цеолитов и других минеральных образований. Подробнее можно ознакомиться в учебных пособиях /12, 22/ и монографиях /3, 17, 31, 33/.

4. Образование коллоидов в процессе сорбции - коллоидов окислов и гидроокислов Si , Al , Fe , Mn и других, коллоидов некоторых глинистых минералов и др. Следует заметить, что на стадии диагенеза (особенно на ее начальных этапах) эти процессы количественно преобладают над вышеописанными.

5. Синтез новых минералов из соосадившихся разнородных коллоидных фаз. Возникновение же совершенно нового минерала из растворов, питаемых за счет коррозии и разрушения других, неустойчивых к данной среде минералов в 1964 г. М.Милло предложил именовать "новообразование" и мы будем использовать этот термин в том же смысле (противопоставляя его минеральным трансформациям). Примером могут служить новообразования кристаллически-зернистых цеолитов в порах некоторых разновидностей изначально бедных ОВ песчаных осадков фаций делт и лагуны, накопившихся в щелочных или нейтральных и, вместе с тем, окислительных обстановках (а именно такие обстановки, как известно, благоприятствуют синтезу цеолитов) при наличии в растворах SiO_2 , Al_2O_3 , катионов Ca и других элементов по данным А.С.Запорожцевой (1960 г.), изучавшей нижнемеловые отложения в Анабаро-Ленском прогибе. Но следу-

ет помнить, что различить новообразованные и трансформированные аутигенные минералы не так-то просто и не всегда удается сделать это с уверенностью. Конкретные приемы этого освещаются в научных трудах А.Г.Коссовской и В.Д.Шутова /32, 33/, а в данной книге будут показаны в гл. 2, 3, 4.

Вернемся к процессам литогенеза. Уже из краткого перечня диагенетических перерождений осадка в породу следует, что меняется не только состав и консистенция вещества, но определенные изменения изначально претерпевает седиментогенная структура (прежде всего, форма поверхности, размеры кластогенных, глинистых, карбонатных зерен) и, в известной мере, микротекстура. Впрочем, эти структурно-текстурные изменения заметны лишь опытному взгляду специалиста-литолога в ходе оптических и электронно-микроскопических наблюдений. Макроскопически же прошедшая через стадию диагенеза порода выглядит относительно "свежей" и далеко не всюду скементированной. Именно в силу этих причин нижняя граница зоны диагенеза определяется разными исследователями неоднозначно. Большинство отечественных литологов принимает ее на малых глубинах под поверхностью накапливающихся осадков: в пределах единичных метров либо десятков метров, максимально 150-300 м, по Н.И.Страхову /25/, а в осадках океанических глубин, по новейшим данным А.Г.Коссовской, вплоть до нескольких сотен метров. А.Е.Ферсман /28/ определял конечный момент диагенеза как момент наложения нового слоя, петрографически отличного от предыдущего, отделившего старый осадок от непосредственного соприкосновения с придонной водой. Примерно так же оценивал нижнюю границу зоны диагенеза Г.И.Бушинский (1954). А.В.Копелиович /7/ обратил внимание на то, что скорость диагенетических преобразований различна в зависимости от структуры и состава осадка. Он предложил считать этапом окончания диагенеза переход глинистого осадка из текуче-пластичной консистенции в полутвердую; а для песчаного осадка этот же этап условно соотносить со временем литификации перекрывающего слоя глинистых отложений. На наш взгляд, это очень конструктивное предложение. Н.М.Страхов и Н.В.Логвиненко (1959), отметив огромную роль в процессах диагенеза жизнедеятельности бактерий, считали, что одним из признаков завершения диагенетической стадии (т.е. попадания породы в качественно новые термодинамические условия среды) является исчезновение живого органического вещества. Это принципиально важный рубеж литогенеза. Однако точно выявить уровень исчезновения жизнедеятельности бакте-

рий в осадке на практике чрезвычайно трудно, если вообще возможно.

Таким образом, между образованиями диагенеза и катагенеза существует своеобразная переходная зона, неоднозначно оцениваемая исследователями разных школ.

Образования катагенеза в известной мере унаследованы от диагенетических и продолжают их, но на качественно новой основе. Исчезает жизнедеятельность и биогенно-химические процессы утрачивают свою прежнюю важную роль. В то же время резко активизируются процессы трансформаций, а также коррозии части минералов в сочетании с многообразными минеральными новообразованиями. Коллоидная фаза раскристаллизуется либо растворяется. И, как следствие этого, активизируются изменения изначальных структур породы. Следствием всему вышеупомянутому, в первую очередь, заключенные в поровых промежутках водные растворы и газовые флюиды, а также существенно усиливается воздействие глубинного теплового потока и давления вышележащих толщ на погружающуюся породу. Ведь, как хорошо известно химикам, повышение температуры всего на 10° ускоряет течение химической реакции примерно вдвое. А неравномерно распределенное внутри пласта породы давление способствует на одних участках сильной активизации реакции растворения минералов (в точках многократно повышенного давления – там, например, где соприкасаются и вклиниваются друг в друга два обломочных песчаных зерна), а на других участках – привносит и концентрации этого растворенного вещества (в данном примере – внутри межзерновых поровых промежутков, ориентированных перпендикулярно к вектору давления). Это широко известный "принцип Риккье" – принцип дифференциации вещества, наиболее ярко проявляющийся на начальных этапах метагенеза (при образовании кливажа) и при метаморфизме пород. Но такие же по существу процессы начинаются значительно раньше, с самого начала катагенетической стадии, только в этих случаях они менее заметны.

Однако наблюдать их можно, и относительно нетрудно, даже с помощью обычного поляризационного микроскопа.

Кроме вышеописанных, еще более масштабные перераспределения вещества осуществляются благодаря внутриплактовым миграциям газоводных флюидов. На важнейшую роль гидрохимических обстановок при катагенезе осадочных пород обращает внимание в своих работах В.Н.Холодов /30/. Им, например, была описана теоретическая модель (подкрепленная осуществленными им же на практике наблю-

дениями постседиментационных преобразований в мощных толщах отложений кайнозоя и мезозоя Предкавказья) специфического катагенеза в погружающихся особо быстрыми темпами бассейнах пордообразования – так называемого "катагенеза элизионного типа" (за основу взято греческое слово "элизия" – выталкивание, опускание).

Суть этого явления заключается в том, что при уплотнениях пород глинистые пачки служат своеобразными "компрессорами" – из них отжимаются флюиды в соседние с ними пласти относительно пористых пород (песчаных, известковых) или же в зоны сместителей разрывных нарушений. И это не только пропитавшая глину вода. Водные растворы выделяются также и в процессе трансформаций глинистых и других минералов. В частности, на глубинах около 3–4 км важнейшую роль приобретает дегидратация глинистых пород в результате трансформации монтмориллонита через смешанослойные образования в гидрослюду (см. гл. 3). Гигантские количества H_2O , выделившиеся при этом, привносят с собой в пласти-коллекторы растворенную SiO_2 (избыток ее порожден отчасти той же трансформацией) и другие компоненты (рис. I), из которых могут кристаллизоваться в межзерновых промежутках песчаных пород кварц и другие аутигенные минералы. Большое значение имеет также миграция углекисло-сероводородных вод (вследствие перестройки молекулярного состава включенного в глинах ОВ). Отток CO_2 по ослабленным зонам тут же вызывает кристаллизацию аутигенных карбонатов более поздних генераций сравнительно с карбонатами диагенетическими (о том, как различать их см. ниже).

Наряду с элизионными выделяются также иные гидрохимические типы катагенеза: инфильтрационный, гравитационно-рассольный и смешанные. Интересующие ими адресуем к вышеупомянутым работам В.Н.Холодова или к недавно изданной фундаментальной монографии А.А.Махнача "Катагенез и подземные воды" /14/. А здесь заострим внимание на том, что катагенетические преобразования осадочной породы представляют собой результат совокупного проявления множества разных по своей генетической природе глубинных и экзогенных процессов. Каждый из этих процессов вовсе не обязательно синхронен остальным. Он же может прямо или косвенно влиять на характер и интенсивность проявления прочих процессов и, в то же время сам подвергаться их влияниям. Все они взаимосвязаны и взаимообусловлены в пределах единой стадии пордообразования. Помимо термобарических и гидрохимических условий катагенеза очень многое зависит и от исходного минерального со-

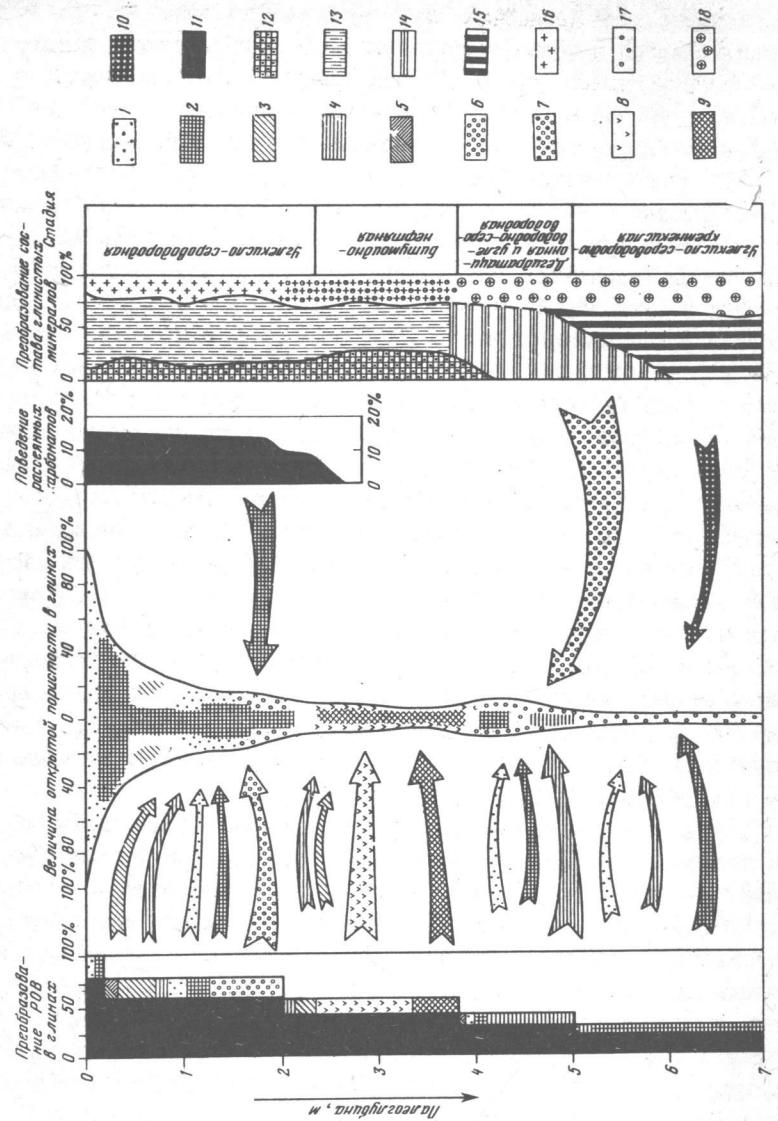


Рис. 1 УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ НА СЛЕДУЮЩЕЙ СТРАНИЦЕ

ства осадка, и от его изначальных структурно-текстурных особенностей (определяемых конкретными условиями седиментации), и от количества и компонентного состава рассеянного в осадке ОВ, и от тектонического режима в данном осадочном бассейне. Многофакторность рассматриваемой нами стадии чрезвычайно затрудняет разработку простых и ясных критериев для распознавания рубежей и моментов ее начала и завершения.

Но существуют некие общие признаки, позволяющие нам все же выявлять эту стадию литогенеза и даже расчленять ее на более дробные подстадии, или градации, несмотря на некоторую "размытость" их границ. Вначале посмотрим, на основании каких критериев можно дать определение данной стадии. Первое и наиболее широкое определение ей дал в монографии "Геохимия России" А.Е.Ферсма (1922 г.). Он писал: "...именем катагенеза я называю всю совокупность преобразований породы после того, как она оказалась отделенной от водного бассейна новым слоем осадка, и вплоть до того момента, когда она сделалась поверхностью материка, т.е. оказалась на границе с атмосферой ... Конечно, при этом я исключаю процессы, связанные с действием высокой температуры и давления, т.е. всю область контактового и глубинного метаморфизма..." /28, с. 30/. Конкретные основные параметры данной стадии приведены в книге Н.В.Логвиненко и Л.В.Орловой /12/. Несколько перефразируя и уточняя предложенную ими формулировку, можно сказать, что катагенезом называется стадия изменений вещественного состава и структуры осадочных отложений в стратисфере при повышенных давлениях в диапазоне от 10 до 200 МПа и температурах от 25 до 200°C ($\pm 250^{\circ}\text{C}$), в присутствии и при активном участии подземных вод и (или) поровых растворов. Дополнительно подчеркивается, что "эти изменения еще не сильны, так что породы не теряют своего

Рис. 1. Схема формирования газоводных растворов в глинах элизионного осадочно-породного бассейна, по В.Н.Холодову:
 I - H_2S ; 2 - CO_2 ; 3 - жидкие битумоиды; 4 - CH_4 и газообразные углеводороды; 5 - NH_3 и O_2 ; 6 - вода, полученная в результате разложения РОВ; 7 - дегидратированная вода глин; 8 - воднорастворимое ОВ; 9 - нефть; 10 - воднорастворенная кремнекислота; II - остаточные РОВ или рассеянные карбонаты; I2 - монтмориллонит; I3 - гидрослюдя IMd; I4 - смешаннослойный минерал; I5 - гидрослюдя 2M₁; I6 - хлорит (Iv - I); I7 - каолинит; I8 - хлорит (Iv)

осадочного облика, и эту стадию можно назвать стадией бытия осадочных пород" /12, с. 34/.

К последнему, в общем-то справедливому, замечанию следует относиться с осторожностью, так как оно может ввести в заблуждение, принижая представления о реальных масштабах катагенетических преобразований. Во-первых, в действительности известны примеры коренных изменений и состава, и структуры породы при катагенезе (например, 100%-ная доломитизация известняка с полной утратой им всех первичных признаков). Во-вторых, столь же сильные изменения вещественного состава осадка (например, полная трансформация всех его глинистых компонентов) могут, напротив, показаться нам с первого взгляда мало существенным только потому, что сохранились слабо искаженными седиментогенные структуры.

Фразу: "изменения еще не сильны" следует воспринимать в прямом ее значении только применительно к сравнению катагенетических образований с глубоко метаморфизованными. Если же отвлечься от сопоставления с метаморфизмом, то преобразования рассматриваемой здесь стадии литогенеза следует признать весьма существенными (к сожалению, до сих пор они все еще недооцениваются многими геологами).

На самом деле у претерпевшей катагенез породы вещественный состав, как правило, является совсем не таким, или не совсем таким, как у исходного осадка. Так, если мы установили, что аргиллиты, возникшие за счет морских отложений, а ныне принадлежащие комплексу складчатых многосингинальных образований, сложены в основном хлоритом и гидрослюдой, то это вовсе не означает, что первоначально или должны были иметь непременно аналогичный, а не существенно иной (вполне возможно монтмориллонитовый) состав. И точно так же, если мы видим песчаник с криптозернистым карбонатным цементом, то это еще не свидетельствует о несомненной карбонатности исходного осадка. Для того, чтобы выяснить, с какими именно - седиментационными или же постседиментационными компонентами мы имели здесь дело, требуется кропотливое стадиально-петрографическое исследование, о котором будет рассказано в следующей главе. Это надо иметь в виду любому геологу, обратившемуся к палеогеографическим реконструкциям древних бассейнов седиментации.

Впечатление о слабой измененности вещества по прохождении им через стадию катагенеза создается, как уже говорилось, во многом благодаря тому, что седиментогенные структуры преобразу-

ются не настолько, чтобы макроскопически заметно искажить гранулометрические параметры осадка. Песчаному осадку будут соответствовать песчаники тех же гранулометрических классов, алевритовому - алевролиты и т.п. Однако, если внимательно присмотреться к строению перечисленных пород на уровне оптической микроскопии, то нетрудно будет заметить искажения изначальных размеров и формы у части кластических зерен, а иногда даже у подавляющего большинства из них (рис. 2). Это коррозионные углубления и регенера-

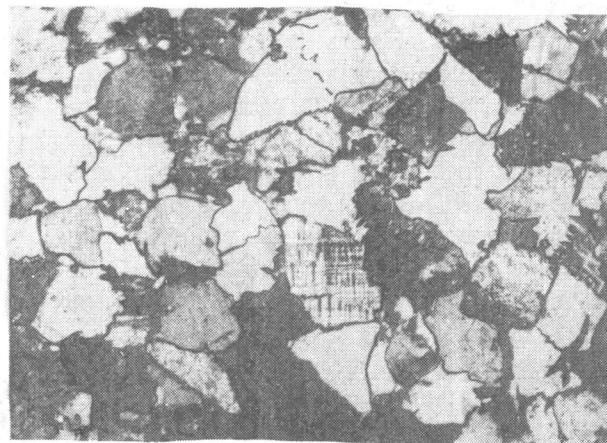


Рис. 2. Субаркозовый песчаник в зоне глубокого (позднего) катагенеза. Форма обломочных частиц кварца и полевых шпатов сильно искажена вследствие сочетания структур гравитационной коррозии и гравиляции. Шлиф, с анализатором

ционные наросты, о которых подробно будет рассказано в гл. 3. Они могут создать ложное представление о худшей окатанности обломочных частиц сравнительно с той, которая им была присуща на самом деле. Некоторые частицы представляются чуточку мельче, а другие - крупнее своих истинных размеров. В шлифе эти искажения могут показаться несущественными. Но в действительности это не так. Расчеты, выполненные А.В.Копелиовичем еще в 1959 г. /7, с. 202, 203/ показали, что, к примеру, в кварцевом песчанике, уменьшение вследствие коррозии поперечных размеров наблюдаемого в шлифе зерна всего лишь на 5, 10 и 20% соответствует растворение соответственно на 14,2; 27,1 и 48,8% изначального объема этого зерна. В пересчете на объемы мощных пластов породы это может дать гигантские количества ремобилизованного SiO_2 . То же относится и к иным веществам и минералам. А по мере привлечения сканирую-

щего электронного микроскопа к литологическим наблюдениям, выделяется также не менее существенные преобразования и у глинистых и других пород с пелитовыми структурами.

Итак, носящие несколько замаскированный характер катагенетические преобразования породы (в особенности это относится к ранним этапам катагенеза) с первого взгляда могут ввести невнимательного исследователя в заблуждение относительно кажущейся "вялости" или статичности дometаморфических этапов поронообразования. К сожалению, нередко так и бывает до сих пор. Об этом не следует забывать в своей практической работе.

И еще надо всегда помнить об одном из важных свойств продуктов катагенеза: анизотропии интенсивностей преобразования пород, залегающих рядом в единой толще. Одни из них по различным (не всегда даже понятным) причинам оказываются легко податливыми к изменениям и состава, и структуры, а другие остаются как бы "законсервированными" в своей первозданности. Некоторые закономерности такой анизотропии вскрыты в работах автора, посвященных проблеме влияния изначальной фациальной принадлежности осадка на его диагенетические и катагенетические перерождения /34/. К ним мы вернемся позднее.

Для наглядности можно избрать пример анизотропии в преобразованиях углистого и минерального вещества вмещающей уголь породы. Давно известно, что угли чутко реагируют на температурные изменения в породном бассейне, и поэтому марочный их состав служит наиболее наглядным параметром интенсивности постседиментационных преобразований /15/. Но почти так же давно геологи-угольщики, в том числе Ю.Р.Мазор и А.К.Матвеев, обратили внимание на то, что "метаморфизм" углистого вещества, как правило, сильно опережает все структурно-минеральные преобразования, происходящие при этом в песчано-алеврито-глинистых породах. Исследованиями автора и профессора Г.Ф.Крашенинникова в 1972-1977 гг. в Ленском угольном бассейне было показано, что не во всех тектонических обстановках удается устанавливать прямую коррелятивную зависимость между степенью катагенеза породы и степенью углефикации органического вещества в той же породе. Так, в тектонически активных зонах сочленения восточной окраины Сибирской платформы с Верхояно-Колымской складчатой системой мезозойд часто фиксируется большой разброс значений степени измененности углей и вмещающих пород. В зонах надвигов (т.е. интенсивных стрессовых воздействий) преобразования песчаных пород местами даже опережают

степень углефикации по сравнению с преобразованиями тех же отложений в соседних платформенных условиях. Это объясняется тем, что аномальное давление и меняющийся под его воздействием гидро-геологический режим активно воздействует на породы, тогда как главным фактором углефикации служит температурная обстановка. Поэтому в других структурах складчатой системы, где возникали палеотемпературные аномалии, углефикация органического вещества снова резко опережает темпы измененности пород. Учитывая вышеизложенное, нами предполагалось раздельное картирование зональности структурно-минеральных преобразований различных пород и углистого вещества, с последующим синтезом полученных таким путем данных, что позволит, с учетом конкретной историко-геологической обстановки, логически обосновать степень воздействия разных факторов на изучаемую толщу в период ее катагенетических преобразований. Целесообразно всюду пользоваться одновременно двумя шкалами катагенеза: шкалой преобразований углистого вещества и схемой минерально-структурных преобразований терригенных пород - более чутких индикаторов глубинных термобарических условий.

Исходя из этого, профессор А.Г.Коссовская предлагает даже применять термин "катагенез" только к оценке преобразований органического вещества (ОВ), а для стадиальной характеристики последиагенетического преобразования всех прочих осадочных пород использовать термин, предлагавшийся Л.В.Пустоваловым - "эпигенез" или "региональный эпигенез". На такой же позиции находятся ныне многие литологи. Однако автор по-прежнему разделяет мнение Н.Б. Вассоевича /1/ о том, что слово "эпигенез" применительно к стадиальной терминологии менее удачно. Прежде всего потому, что оно издавна используется геологами-разведчиками магматогенных гидротермально-метасоматическихrudопроявлений с совершенно иной смысловой нагрузкой (как наложенные, вторичные окологильные или окорудные изменения породы), отчего может возникнуть нежелательная терминологическая путаница.

Выше было написано о различиях интенсивности катагенеза (эпигенеза по Л.В.Пустовалову, А.Г.Коссовской и др.). Но в чем заключается мера этой интенсивности? Для углей она давно установлена - это повышение степени их карбонизации, уменьшение содержания летучих компонентов и другие преобразования, согласно правилу Хильта: от бурых к длиннопламенным, затем - газовым, жирным, коксовым отощенно-спекающимся и др. Для рассеянного в породе ОВ тоже установлены вполне конкретные, выявляемые лаборатор-

ным путем, параметры усиливающегося преобразования, описанные в работах Н.Б.Вассоевича и других литологов-нефтяников /1/. А для большинства прочих осадочных пород индикаторами интенсивности катагенеза служат, в первую очередь, парагенезы аутигенных минералов и отчасти изменения в их составе некоторых кристаллохимических параметров минералов-индикаторов стадийности литогенеза. Согласно этим признакам в любом сколько-нибудь мощном разрезе осадочного комплекса фиксируется определенная зональность постепенно усиливающихся сверху вниз по разрезу (т.е. усиливающихся по мере роста палеоглубины залегания породы) минеральных и структурных новообразований¹. Разные примеры подобного описания зональности постседиментационных преобразований можно найти в работах А.В.Копелиовича /7/, А.Г.Коссовской и В.Д.Шутова /33/, Н.В.Логвиненко /12/, И.М.Симановича /24/, автора /34/ и многих других литологов. Конкретным приемом выявления таких зональностей будут посвящены разд. 2, 3, 4.

Забегая вперед, отметим, что нельзя к этому делу подходить упрощенно и пытаться выделять зоны катагенеза по 1-2 минералам или только лишь по какому-то ряду структурных признаков. Потому что, как справедливо отметили Н.В.Логвиненко и Л.В.Орлова: "Большинство названных минералов образуется и в стадию диагенеза, и в стадию метагенеза (т.е. после катагенеза - примечание автора), как будет показано ниже, так что само присутствие минерала еще недостаточно для определения стадии, необходимо иметь данные о политипах и парагенезах минералов" /12, с. 75-76/.

Итак, требуется вскрывать парагенезы постседиментационных минералов, а эти минералы, в свою очередь, исследовать на кристаллохимическом уровне. В частности, например, недавними работами А.Г.Коссовской и В.Д.Дрица показано, что важным реперным уровнем степени катагенеза принадлежат трансформации кристаллической решетки дисперсных слоистых силикатов, которые определяются на кристаллохимическом уровне исследований. К важнейшим индекс-минералам катагенеза принадлежат гидрослюды - этапы превращения в них монтмориллонита, и этапы последующего совершенствования кристаллической структуры на пути превращения гидрослюд в мусковит. Другими индикаторами катагенеза служат преобразования квар-

¹ Новообразования эти иногда (в районах с высокой тектонической активностью) усиливаются и на одном и том же возрастном уровне по простирианию, например, в направлении от платформенной к геосинклинальной области. Причина этого, подробно описанная в /34/, будет рассмотрена ниже

ца, легко доступные наблюдениям с помощью поляризационного микроскопа /24/. Этих индикаторов много, и все они должны учитываться в комплексе.

Трудности в проблеме детального расчленения и корреляции катагенетических преобразований осадочных толщ вызваны также тем, что в одинаковых термодинамических условиях различные литологические типы пород обычно бывают преобразованы с разной степенью интенсивности. Для облегчения корреляции их преобразований А.Г. Коссовской, В.Д.Шутовым и Н.В.Логвиненко в начале 60-х годов было предложено выделять фации регионального эпигенеза (катагенеза): сообщества пород близкого химического состава, характеризующиеся совокупностью новообразованных структурно-минералогических признаков, возникших и устойчиво существующих на определенных этапах постдиагенетического развития пород. У таких сообществ, в отличие от фаций метаморфизма, по Эскола, минеральные компоненты метастабильны. Например, для исходных кварц-каолинитовых терригенных пород, литокластов и аркозов на подстадии начального катагенеза выделялась фация "обломочного вещества унаследованного состава", где состав новообразованных минералов унаследован от стадии диагенеза. На подстадии глубинного катагенеза упомянутым семейством пород уже отвечают совсем иные, различные фации: кварц-каолинитовым породам - фация "кварц-диккитовая", литокластам и аркозам - "гидрослюдисто-хлоритовая", а вулканомиктовым грауваккам - "ломонитовая" /12, 32/. Но выделение вышеупомянутых фаций только частично решает проблему корреляции зональности катагенеза, так как многофакторность процессов этой стадии и зависимость преобразований не только от состава, но и от исходных структур и текстур пород, делает границы между такими фациями не всегда четкими.

В работах автора /34/ показаны методические приемы для преодоления вышеуказанных трудностей, но прежде, чем познакомиться с ними, обратимся к азам методики стадиальных исследований.

ГЛАВА 2. ПРИНЦИПЫ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ СТАДИАЛЬНОГО АНАЛИЗА КАТАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Основой таких исследований служит петрографический анализ стадиальных постседиментационных преобразований в породе, который на современном уровне развития науки должен обязательно базироваться на генетических (литолого-фациальных и формационных

построениях и в то же время дополняться прецизионными исследованиями минералов-индикаторов условий литогенеза. Прежде, чем в деталях раскрыть методические приемы такой работы, полезно напомнить, что общий принцип стадиального анализа, внедренного со временем классических работ Л.В.Пустовалова /22/, с исчерпывающей полнотой был сформулирован еще в 1957 г. в изданной выдающимися литологами А.Г.Коссовской, В.Д.Шутовым и И.В.Хворовой книге /16/. Приводя формулировку этого принципа дословно, обращаем внимание на то, что она в принципе не утратила своего значения и теперь. "Стадиальный анализ является важной частью исследования осадочных пород. При его помощи можно выявить комплекс последовательных превращений, которые испытывает осадок с момента его отложения до превращения в породу и в течение его существования в качестве породы. Задачей стадиального анализа является установление парагенетических минеральных ассоциаций, а также текстурных и структурных изменений, которые характеризовали бы различные стадии (или этапы) истории возникновения и существования породы" /16, с. 246/. Вышесказанное сохраняет свою актуальность и ныне. Сущность стадиальных исследований осадочной либо вулканогенно-осадочной породы сводится, прежде всего, к анализу всех признаков изменений в породе ее седиментогенных компонентов (обломочных, биогенных, вулканогенных либо хемогенных) и последовательности формирования парагенезов аутигенных минералов, вторичных структур и текстур путем наблюдений во множестве шлифов, с конкретной их привязкой к детально описанным геологическим разрезам.

Это важнейший аспект изучения осадочных образований, дающий возможность ретроспективно воссоздать комплекс последовательных превращений, которые испытал осадок, начиная с момента его отложения до преобразования в породу и во время дальнейшего существования в качестве породы.

С тех пор стадиальный анализ развивался и совершенствовался отечественными литологами /7 - 12, 33/. Ныне он многопланов, не сводится к одной только петрографии, хотя последняя составляет его неотъемлемую основу. Обратимся сперва к ней. "Шлифы - это документы, в которых зафиксированы важнейшие этапы образования пород. Задача литолога - уметь расшифровать эти документы" /16, с. 158/.

К началу 60-х годов наметился принципиально новый для того времени и не утративший своей актуальности сегодня подход к стадиально-петрографическому их изучению. Осадочные породы предла-

галось нам рассматривать не как хаотичные механические смеси (у которых состав обусловлен одними лишь экзогенными факторами), но как возникшие в ходе длительного геологического развития совокупности закономерно сочетающихся между собой минералов. Ведь еще задолго до стадий метаморфизма осадочная порода, побывав в менявшихся термобарических и геохимических средах на разных уровнях глубин и испытав там определенную тенденцию к химическому уравновешиванию всех своих компонентов, нередко становилась существенно иной по сравнению с минеральным составом исходного состава.

Расшифровать стадии этих изменений, очевидно, можно по аналогии с методическими приемами познания этапов формирования и изменения пород метаморфических и магматических. Но при этом надо учитывать и их специфические отличия.

Первое такое отличие состоит в следующем. "Более сложная история формирования и становления осадочных пород в сравнении с породами магматическими обуславливает сложность и многообразие генетических взаимоотношений и связей минералов в этих породах. В результате закономерности сочетания минералов, свойственные осадочным образованиям, бывают завуалированы и выступают не столь отчетливо, как в других породах" /7, с. 157/. А второе отличие сводится к тому, что процессы постседиментационного преобразования на любой дометаморфической стадии, как правило, не доходит до своего окончательного завершения, отчего не достигается полного равновесия минеральных фаз. Поэтому в осадочной породе обычно сосуществуют минеральные ассоциации, порожденные на разных стадиях седименто- и литогенеза. Имеют место наложения одних аутигенных образований на другие, наблюдаются сонахождения как устойчивых к изменениям седиментогенных компонентов, так и почти полностью разрушенных, трансформированных в иные минеральные виды или же сохранившихся только в реликтах.

Сонахождение не окончательно уравновешенных между собой чехлообразований благоприятно для осуществления стадиальных реконструкций. Оно даст нам больше возможности для научно обоснованного суждения о поэтапных изменениях физико-химических и термодинамических условий на протяжении всего времени существования осадочной породы. Развитие исследований в аспектах привело литологов школы Геологического института АН СССР к созданию особого научного направления (геоминералогии), сущность которого сформулирована в таком определении: "Теоминералогия - это наука о фор-

мировании, существовании и преобразовании стадиальных минеральных парагенезов и свойственных им ключевых минералов-индикаторов в важнейших геологических типах осадочных, магматических пород верхней оболочки литосфера при температурах и давлениях, допускающих образование и существование минеральных видов, свойственных осадочным образованиям" /9, с. 118/. Методические принципы данного направления объединяют три главных уровня исследований. Во-первых, это геолого-формационный и фациальный анализ, создающие тот необходимый "геологический фон", который обеспечивает надежный генетический фундамент минералогическим исследованиям. Во-вторых, стадиально-петрографический анализ, позволяющий устанавливать минеральные парагенезы, выделять среди них минералы-индикаторы определенных типов и стадий формирования осадочных пород. И, в-третьих, прецизионный структурно-кристаллохимический анализ и детальное изучение типоморфной гетерогенности минералов-индикаторов физико-химических и термодинамических условий, свойственных определенным геологическим обстановкам и процессам.

Остановимся конкретнее на некоторых технических приемах среднего звена в упомянутом перечне исследований. Они сводятся, в первую очередь, к воссозданию рядов стадийных изменений минералов - "филогенетических минеральных рядов", по /7, с. 161/. В начале каждого такого ряда обозначается исходный компонент, а в конце - продукт его преобразования. Между исходным и конечным минералами может размещаться целая ассоциация переходных разностей. Она выявляется только в процессе массовых оптических наблюдений. В качестве простейшего примера можно привести филогенетический ряд терригенного биотита, многократно описанный /7, 9/ в разрезах терригенных осадочных формаций самого разного возраста (от мезозоя до позднего докембра). Обшим свойством данного минерала является его относительно легкая податливость к постседиментационным изменениям, начиная от самых ранних этапов литогенеза. Изменения эти неуклонно нарастают, становясь тем сильнее, чем глубже в разрезе находится порода, вплоть до полного разрушения биотита (на стадии метагенеза). При этом может возникнуть несколько разных филогенетических рядов вследствие неодинакости геохимических условий или каких-либо вариаций в составе исходного минерала. Начало одного из самых распространенных рядов таково: биотит \rightarrow гидробиотит + гидроокислы железа + тонкоигольчатый рутил \rightarrow вермикулит \rightarrow гидрослюды (ди- и триоктаэдрические) + анатаз либо брукит. Далее, по мере углубления преобразований, мо-

гут наметиться две цепочки превращений: 1) триоктаэдрическая гидрослюдода \rightarrow опал + монтмориллонит хлорит; 2) диоктаэдрическая гидрослюдода через ее политипные модификации $IM_d \rightarrow IM \rightarrow 2M_I$ постепенно совершенствуют кристаллическую структуру вплоть до возникновения мускоита. Такими путями в конечном счете биотит трансформируется в мусковит-хлоритовые пакеты, которые окаймляются или перемешиваются вдоль плоскостей спайности со включениями тонкодисперсных агрегатов минералов-окислов железа и титана, а также SiO_2 . Избыточный кремнезем, выделившийся вначале в форме опала, может постепенно трансформироваться в кристаллически-зернистые кварцевые агрегаты. В несколько иных условиях (о которых будет сказано ниже) вместо хлоритизации и гидрослюдизации биотита осуществляется его полная или частичная каолинизация.

Другими примерами могут послужить ряды терригенных плагиоклазов: 1) кислый плагиоклаз \rightarrow гидрослюдода диоктаэдрическая \rightarrow серицит; 2) кислый плагиоклаз \rightarrow альбит (регенерационный); 3) средний плагиоклаз \rightarrow цоизит + альбит + кальцевые цеолиты (продукты деанортитизации) \rightarrow диккит либо каолинит и другие образования.

Подобные вышеперечисленные ряды минеральных новообразований изображаются для наглядности сбоку от литологических колонок. Такие построения помогут нам улавливать определенную зональность постседиментационных преобразований. Точно также можно фиксировать этапность формирования вторичных структур в породах.

Этими приемами начинается стадиальный анализ литогенеза, но он ими далеко не исчерпывается. Предложенная автором данной книги /34/ последовательность операций в ходе комплексного стадиального анализа на генетической основе показана на двух схемах (рис. 3, 4). Поясним их содержание подробнее.

Прежде всего, для того, чтобы конкретнее установить влияние фациальных условий осадконакопления на литогенез, надо прибегнуть в первую очередь к сравнению парагенезов минеральных и структурных новообразований в таких породах, которые принадлежат к разным фациальным типам отложений, а залегают рядом, в едином разрезе одной и той же тектонической структуры, из чего следует, что данные породы находились в одинаковых термобарических и гидрохимических обстановках на протяжении всего времени формирования породного бассейна, складчатости и орогенеза. А это значит, что нам необходимо употребить комплексное сочетание приемов стадиально-петрографического, литолого-фациального и формационного анализов (см. рис. 3, 4).

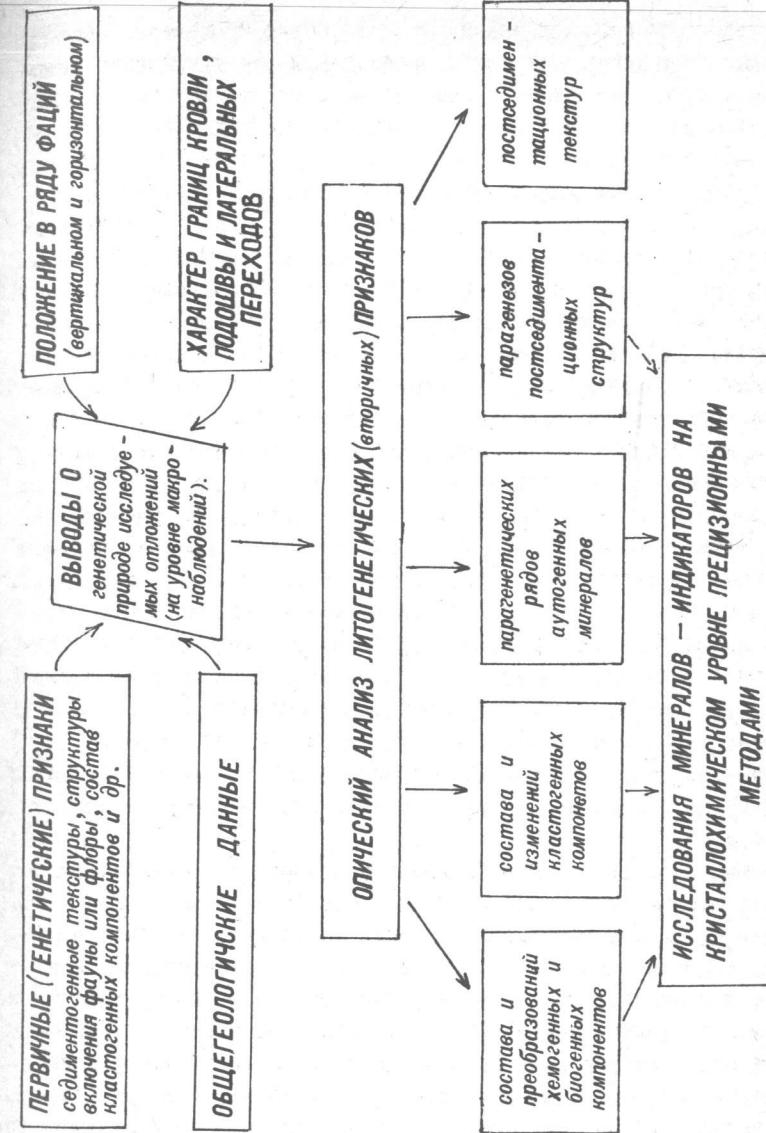
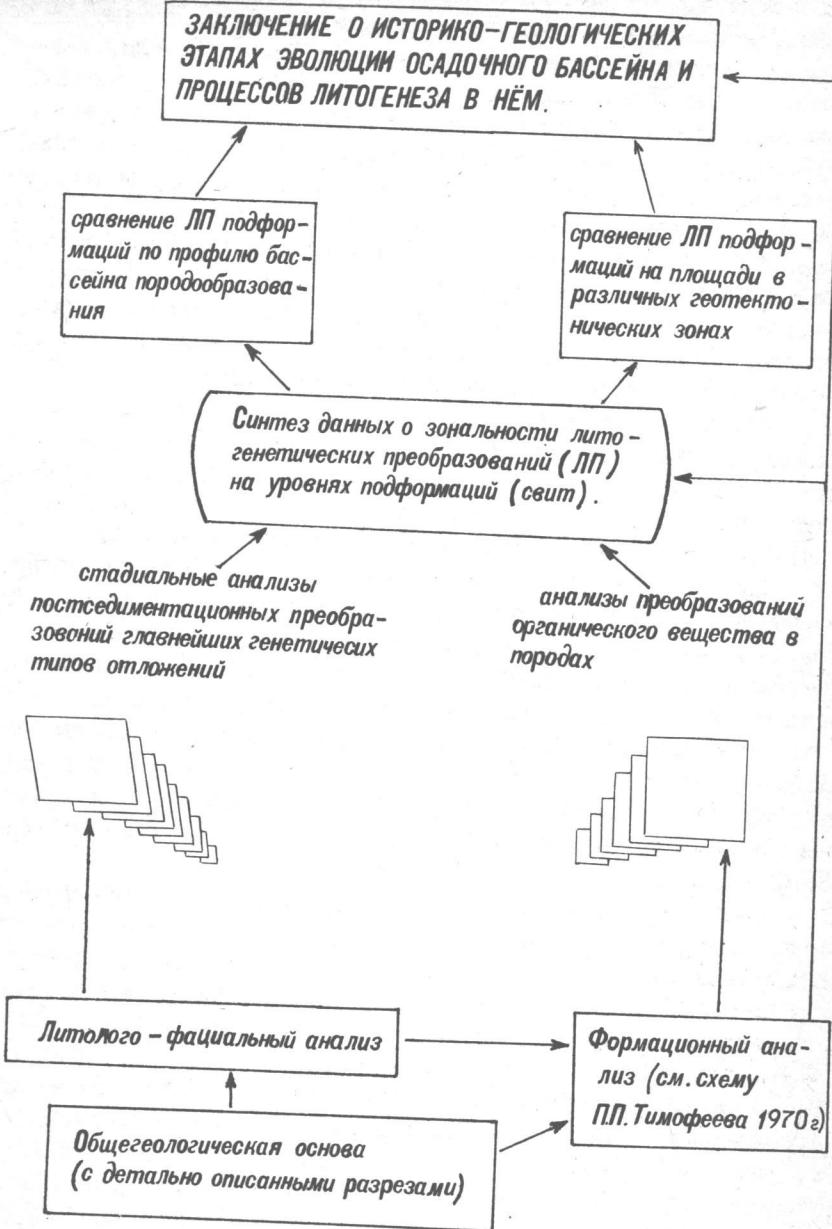


Рис. 3. Схема комплексной реконструкции преемственности процессов литогенеза от седиментогенеза (по О.В. Япсакуртю, 1990 г.)

Рис. 4. Схема стадиального анализа постседиментационных преобразований отдельных генетических типов отложений – одного из этапов реконструкции процессов литогенеза (см. рис. 3)

Литолого-фациальный анализ условий седиментогенеза создает главный "геологический фон", необходимый для применения комплекса всех остальных стадиальных методов. Его основу составляют очерпнутые из детальных полевых макроскопических описаний разрезов комплексы первичных (генетических) признаков, согласно которым вначале группируются литологические типы пород, именуемые в основном по их структурам. Затем внимание исследователя концентрируется на выявлении генетических типов отложений. Под генетическим типом осадка автор, в соответствии с определением П.П. Тимофеева /22/, понимает один или несколько литологических (гравиметрических) типов, обладающих совокупностью родственных (первичных) признаков, которые отражают общность условий их накопления. При таком определении генетический тип выступает как элементарная генетическая единица осадочных образований и является отправной основой для всех последующих построений. В его наименование включается перечень основных признаков, несущих в себе информацию об условиях накопления исходного осадка (седиментогенных структур и текстур, включений фауны или флоры и др.). Далее, в процессе анализа сочетаний генетических типов и в разрезе, и на площасти (внутри одновозрастных стратиграфических подразделений) выверяются и уточняются представления об изначальных условиях их формирования. Таким путем осуществляется переход к нашим представлениям о фациальных типах осадков или о фациях. Под фацией здесь подразумевается комплекс физико-географических условий среди осадконакопления и сами осадки, сформированные в этой среде /22/.

Совместно с выводами о фациальной природе исследуемых отложений, осуществляются стадиальные анализы постседиментационных изменений первичных признаков для каждого фациального типа осадка в отдельности (см. рис. 3, ромбические условные символы), и одновременно исследуются преобразования ОВ (см. там же, квадраты). Сущность такого комплексного стадиального анализа – последовательность выполняемых при этом наблюдений на разных уровнях организации вещества – проиллюстрирована отдельно (см. рис. 4, сверху вниз): начиная от макроскопических наблюдений, дополняемых петрографическими (с помощью обычного поляризационного микроскопа) наблюдениями этапов минерально-структурных изменений в породе, и кончая прецизионными исследованиями трансформаций и новообразований минералов на кристаллохимическом уровне организации вещества (в соответствии с методическими приемами нового,

развиваемого А.Г. Коссовской и другими направления исследований минералов-индикаторов осадочного процесса или геоминэралогии /27, с. 30-40/. Стержневыми в комплексе этих наблюдений являются, таким образом, петрографические, в ходе которых устанавливается последовательность (стадийность) изменения или разрушения седиментогенных компонентов в породе и зарождения там же определенных парагенетических сочетаний новообразованных (аутогенетических) минералов и вторичных структур; а также замещения этих парагенетиков последующими структурно-минеральными новообразованиями. О том, как это делается подробно описано в разд. I книги /34/. В результате таких исследований в множестве шлифов и препаратов, с обязательной точной оценкой их местонахождения в детально описанных конкретных разрезах, можно прийти к выводу о том, насколько глубокие литогенетические преобразования претерпела порода и на какой стадии ее преобразования завершилась. А затем уже приступить к реконструкции процессов, которые должны были вызвать такого рода преобразования в осадке и в возникшей за счет осадка породе.

В дальнейшем, по мере накопления обильного и многопланового фактического материала, для того, чтобы весь этот материал синтезировать, целесообразно обращаться к формационному анализу. Он рассматривается в соответствии с методикой школы литологов Геологического института АН СССР, базирующейся на представлении об осадочной геологической формации как о генетически обусловленном теле, представляющем собой естественные, парагенетические связанные местом и условиями накопления комплексы фациальных типов осадков, которые приурочены к конкретной палеотектонической структурой (или ее части) и соответствуют определенной стадии геологического развития.

К важнейшим аспектам формационного анализа относятся выявление циклической смены фациальных обстановок в седиментационном бассейне. Причем, первоочередной интерес представляют не столько элементарные циклы (или комплексы парагенетически связанных местом и условиями образования различных генотипов, сменяющих друг друга в единобразной последовательности), сколько более крупные категории – макроциклы седиментации. Последние состоят из парагенетически связанных элементарных циклов, закономерно и последовательно сменяющих друг друга в разрезах и на площасти. Макроциклам седиментации соответствуют подформации, каждой из которых дается название согласно преобладающему и наиболее ти-

личному для нее набору обстановок осадконакопления.

Именно на уровнях подформаций удобнее всего синтезировать все данные о зональности постседиментационных структурно-минеральных преобразований в осадочных породах. В конечном итоге получаются подробные сведения об историко-геологическом процессе формирования седиментационного бассейна совместно с окружающими его питающими провинциями (поставщиками кластогенной части осадков), и на этой основе рассматриваются историко-геологические этапы формирования зональности литогенеза в бассейне породообразования.

В качестве примера обратимся к одному из таких построений автора (рис. 5). На приводимой здесь схеме на очень генерализованных профилях показаны выделенные /34/ формации верхоянского миогеосинклинального комплекса и одновозрастного с ним комплекса окраинно-платформенных отложений. Под этими профилями даны обобщенные сведения о вещественном составе кластогенных компонентов (петрофонда) песчаных пород для каждой из подформаций (в виде общепринятых литологами классификационных треугольников). Стрелками, направленными вниз от каждой из треугольных диаграмм, указаны графы в таблице, где специальными условными обозначениями показаны парагенезы наиболее типичных аутигенных минералов и постседиментационных структур, свойственные породам соответствующей подформации в пределах развития там каждой из девяти выделенных в регионе зон постседиментационных преобразований песчаных пород (о принципе выделения таких зон будет сказано ниже).

Из показанного на данной схеме материала следует, что на характер постседиментационного перерождения определенно повлияли не только текстурно-структурные особенности, прямо зависящие от фациальной принадлежности исходного осадка, но и состав кластогенных компонентов. Последнее отчетливо заметно при сравнении песчаников из разных формаций. Так, в формациях позднепалеозойской и раннемезозойской преобладают граувакки кварцево-полевошпатовые, полевошпат-кварцевые и кварцевые; реже (главным образом в отложениях триаса) находятся граувакковые арконы и лишь на некоторых стратиграфических уровнях карбона, среднего и верхнего триаса и нижней юры, к низам отдельных трансгрессивных мезозиков осадконакопления приурочены мезомитковые кварцевые песчаники, которые при переходе вкрест простирания тектонических структур в направлении от геосинклинальных к окраинно-платформенным формациям замещаются там пачками олигомиктовых кремне-клас-

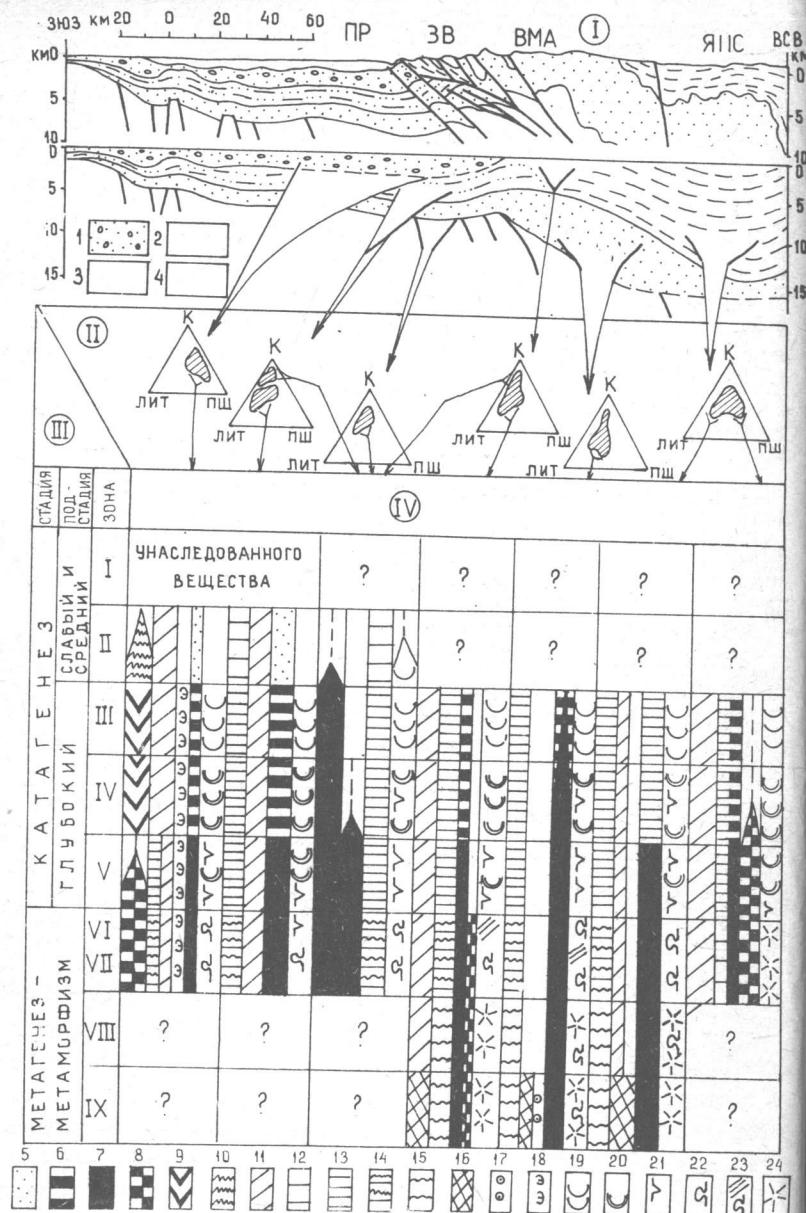
тито-кварцевых пород (использована терминология В.Д.Шутова /32/).

Большинству перечисленных разностей свойственны кварцево-хлорито-гидрослюдистые новообразованные агрегаты. Но количественные соотношения между вышеупомянутыми минералами и типоморфные особенности их в каждом конкретном случае варьируют в прямой зависимости от количественных соотношений между терригенными кварцем и литокластами и от состава самих литокласт. И совершенно иные, качественно новые комплексы аутигенных минералов появляются там, где набор породообразующих компонентов существенно изменился, как например, в относимых к своеобразной группе "средних аркоз" песчаниках нижнего мела Приверхоянского прогиба. Среди аутигенных минералов в цементе таких песчаников наиболее типичны цеолиты (преимущественно ломонит) в парагенезе с корренситом и сфером. Главными источниками необходимого для их формирования вещества здесь могли быть содержащие кальций терригенные минералы – средние плагиоклазы, эпидоты, роговые обманки и гранаты, а для корренсита и сфена – биотиты и др. Это подтверждают стадиальные исследования, в частности, наблюдения псевдоморфоз ломонитита по вышеуказанным минералам в шлифах песчаников с типоморфными признаками начала стадии глубокого катагенеза.

На конечных этапах стадии катагенеза ломонит замещается эпидотом и кальцитом поздней генерации одновременно с ростом относительного содержания аутигенного кварца и (за счет плагиоклазов) альбита. Причем, везде ломонит или его продукты замещения концентрируются только в цементе песчаников вполне определенных фациальных типов отложений – дельтовых субаэральных конусов либо пристерновой части руслового аллювия крупной реки, где содержание включений органического (углистого) вещества было минимальным сравнительно с отложениями других, соседних с ними фаций. Щелочные или нейтральные, слабоокислительные гидрохимические обстановки, свойственные осадкам данных фаций, наследовались при быстром погружении этих осадков в периоды диа- и катагенеза. Именно обстановки, как известно, являются благоприятными для кристаллизации и устойчивости цеолитов при условиях, когда в составе петрофонда имеется необходимый для синтеза цеолитов "строительный материал" – соответствующие химические компоненты.

Итак, фациальный контроль постседиментационных преобразований имеет и здесь существенное значение, хотя главным источником вещества служит петрофонд.

Вернемся к вышеописанной схеме литогенетической зональности



(см. рис. 5). На ней видно, что в левом углу нижней таблицы обозначены зоны постседиментационных преобразований, пронумерованные римскими цифрами (из них зоны с I по VI относятся к образованиям катагенетической стадии, деловой на три подстадии). Полные их наименования и подробные характеристики, освещенные в работе автора /34/, будут повторены очень кратко. В названии каждой такой зоны используются наиболее типичные парагенезы аутигенных минералов и вторичных структур в песчаниках (мелко- и среднезернистых), имеющих широкое распространение по всему разрезу верхоянского комплекса, а потому в данной конкретной геологической ситуации являющиеся своеобразными реперными показателями интенсивного катагенеза. Еще раз напомним, что для более точной корреляции литогенетической зональности нами сравнивались между собой в первую очередь песчаники вполне определенной генетической принадлежности.

Было установлено, что самая полная информация о стадийности процессов литогенеза заключена в индикаторных минералах и структурах песчаников, сформированных за счет хорошо отсортированных, отмытых от глинистой фракции песчаных осадков фаций: зерновых потоков близ склонов котловин морского бассейна, образований сильно

Рис. 5. Сопоставление зональности постседиментационных преобразований песчаных пород в позднепалеозойских и мезозойских формациях верхоянского миогеосинклинального и перикратонного комплексов с изначальным составом их петрофонда (О.В.Янскорт, 1986).

I - формации в современной тектонической структуре (а) и в ЦБ началь позднемеловой эпохи (б): I - позднемурско-раннемеловых угленосных аллювиально-дельтовых отложений Приверхоянского прогиба; 2 - раннемезозойских умеренно глубоководных образований Палеоверхоянско-Индигирского миогеосинклинального прогиба (а) и лагунно-мелководных в перикратонном прогибе (б); 3 - позднепалеозойских отложений долино-вейерной системы конусов выноса котловинного бассейна миогеосинклинального прогиба и лагунно-дельтовых отложений перикратонного прогиба; 4 - раннепалеозойско-докембрейский фундамент; 5 - позднемеловые отложения; ЦР - Приверхоянский прогиб; ЗВ - Западно-Верхоянский шов; ВМА - Верхоянский мегантиклиниор; ЯИС - Яно-Индигирский мегасинклиниор; II - состав петрофона; в вершинах треугольников - 100%-ное содержание: К - кварца, ПШ - полевых шпатов, ЛИТ - литокластов; III-IV - литогенетическая зональность с парагенезами аутигенных минералов: 6 - опала, халцедона; 7 - кварца в поровом цементе; 8 - кварца регенерационного; 9 - альбита; 10 - ломонита; II - прочих цеолитов; 12 - хлоритов; 13 - гидрослюд политила IM и смешаннослоистых глинистых минералов; 14 - гидрослюд 2M и хлоритов; 15 - гидрослюд 2M; 16 - мусковита; 17 - биотита; 18 - ставролита; 19 - эпидота и сфена; а также постседиментационных структур: 20 - конформных; 21 - типа "припая" по /33/; 22 - регенерационно-инкорпорационных; 23 - пластических; 24 - дифференциального скольжения; 25 - шиповидных. Наименования зон I-IX см. в тексте; знаком "?" помечены не встреченные в современном эрозионном срезе зоны литогенеза в некоторых формациях

подвижного морского мелководья (кос, пересыпей, баров и др.), дельтовых конусов и руслового аллювия. А поскольку перечисленные зоны находятся практически во всех градациях миогеосинклинальных и смежных с ними окраинно-платформенных формаций, то они служат удобнейшими объектами для корреляции общеоблачной литогенетической зональности¹.

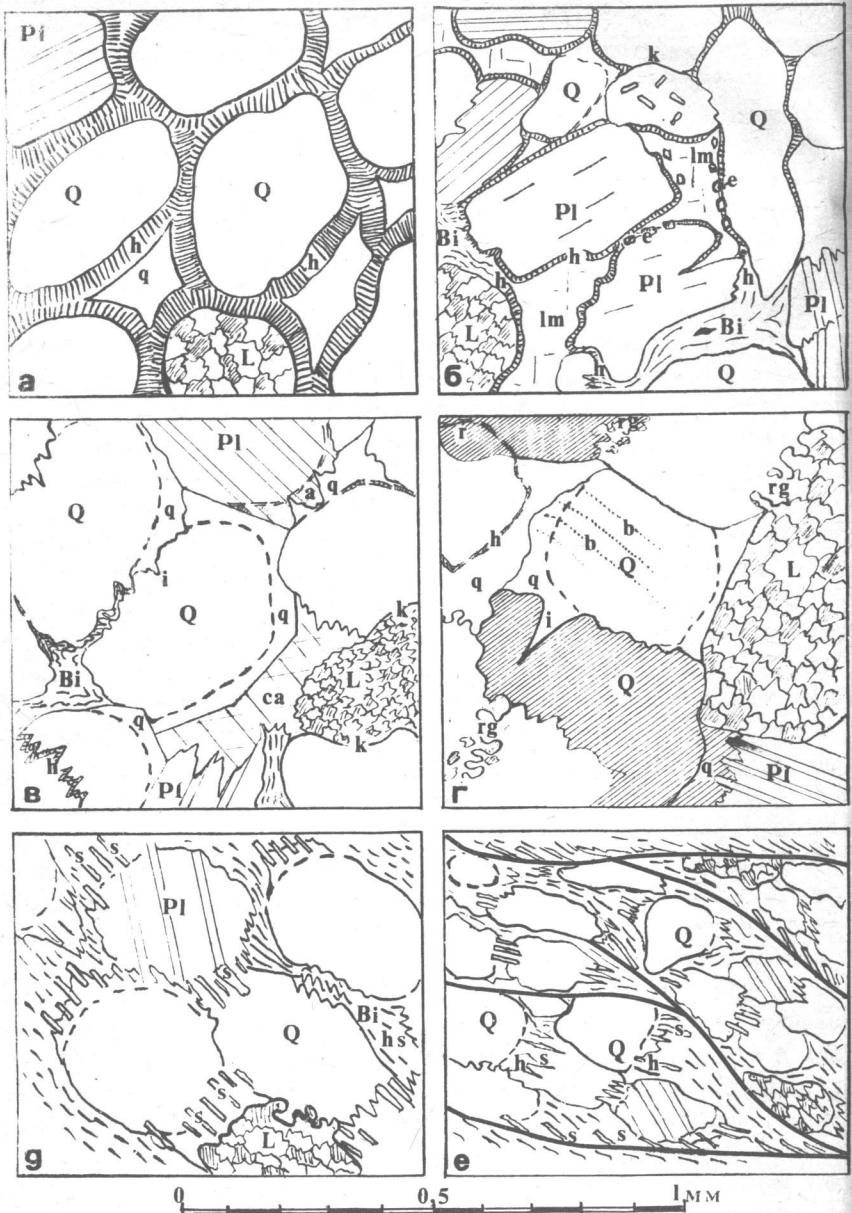
Таким путем выделены ниже следующие зоны последовательно усиливавшихся преобразований (рис. 6): I - слабо измененного глинистого вещества и ненарушенных седиментогенных структур (подстадия слабого, начального катагенеза); II - преимущественно хлоритового пленочного и кремнистого порового цементов и начала регенерации обломков (умеренного катагенеза) - см. рис. 6, а; III - преимущественно хлорито-кварцевого пленочно-порового цемента и частых конформных структур (массовое развитие структур гравитационной коррозии - один из признаков начала подстадии глубокого или позднего катагенеза) - см. рис. 6, б; IV - кварцевого цемента типа "припая", частых конформных и редких инкорпорационных структур, V - господствующих конформно-инкорпорационных структур совместно с регенерационными кварцевым или полевошпатовым цементами, - см. рис. 6, в; VI - бластических структур на конформно-инкорпорационных контактах кварцевых обломков (начало метагенеза), см. рис. 6, г; VII - структур дифференциального скольжения, шиловидных образований серийтоподобной гидрослюды, кварца или альба (метагенез и начальный метаморфизм), - см. рис. 6, д, е; VIII - массовых бластических, шиловидных структур и сегрегационных текстур, с метаморфогенным мусковитом, кварцем, альбитом, IX - метаморфогенного биотита в метапесчаниках и кварцево-слюдяных бластопсаммитовых сланцах (метаморфизм преимущественно зеленосланцевой стадии).

Породам миогеосинклинальных формаций свойственны признаки, в основном, V-VII или последующих зон, реже - VIII-IX. Продукты более ранних этапов литогенеза находятся в реликтах, поскольку внутри каждой такой зоны преобразования разнотипных пород анизотропны. Например, известковистые песчаники (с базальным или поровым кальцитовым цементом ранней генерации) почти не меняясь, практически одинаково выглядят во всех вышеупомянутых зонах. У них седиментогенная структура остается как бы законсервирован-

¹Сказанное не означает, что остальные породы остаются вне внимания. Все они исследуются в едином комплексе, но охарактеризовать их изменения в объеме данной книги нет возможности.

ной карбонатным заполнителем, мозаично-гранобластовая структура которого свидетельствует о его постседиментационном происхождении. Кальцит только слегка корродирует обломочные частицы, присутствуя их дальнейшим преобразованиям (регенерации, окварцеванию, альбитизации и др.), исключая лишь частичную хлоритизацию терригенных биотитов и гидрослюдацию некоторых плагиоклазов, начавшуюся, очевидно, до этапа кристаллизации кальцита. С уменьшением же количества карбонатного вещества, даже в пределах одного пласта, сразу же появляются инкорпорационные внедрения зерен друг в друга, наросты аутигенного кварца, альбита, серицита и других минералов. Следовательно, кальцит кристаллизовался в бывших открытыми порах, обусловив затвердевание породы еще до стадии формирования глубинно-катагенетических минеральных парагенезов. Такого типа песчаники встречаются обычно на контакте с более или менее мощными пачками алеврито-глинистых пород, а чаще всего - маломощных прослоях внутри этих пачек. Формирование их объясняется дегазацией выжатых из глин насыщенных CO₂ флюидов, т.е. элизионными процессами (см. ниже). Но такие образования в верхоянском комплексе имеют подчиненную роль. В преобладающих бескарбонатных песчаниках (особенно внутри мощных пачек этих пород) на характер постседиментационного перерождения определенно повлияли не только текстурно-структурные особенности исходного осадка, но и состав кластогенных компонентов. Последнее отчетливо заметно при сравнении песчаников из разных формаций.

Итак, для того чтобы выявить литогенетическую зональность, подобно описанной, в первую очередь, делаются по возможности дальнейшие послойные описания горизонтов, пачек, толщ, из которых составляется сводный стратиграфический разрез откартированного участка. Далее путем стадиального анализа парагенезов минеральных и структурных новообразований в одинаковых или близких типах пород, находимых на разных стратиграфических уровнях, выявляется конкретная литогенетическая зональность. В разрезе (или же на площади выходов пачек изучаемых пород) намечаются зоны последовательно усиливающихся (или ослабляющихся) постдиагенетических преобразований, именуемые в соответствии с наиболее характерными ассоциациями аутигенных минералов и (или) новообразованными структурами. Целесообразно считать понятия "зона" и "подзона" - терминами широкого значения для определения любых пространственных подразделений. Им отвечают термины свободного пользования, определяющие соответс-



твующие интервалы времени - "этап" и "подэтап" (в отличие от терминов, употребляемых для вполне конкретных временных интервалов литогенеза - "стадия" и "подстадия"). В этом толковании правомочна какая угодно дробная разбивка зон постдиагенетических преобразований в толще осадочных пород (или же их объединение) в зависимости от конкретной геологической ситуации либо от детальности исследований.

Выделенные таким путем зоны литогенетических преобразований распространяются на разнородные пачки пород. И при этом в каждом литологическом типе новообразования проявлены индивидуально в зависимости от исходного вещественного состава и генезиса самой породы.

Но есть общие реперные признаки зон, позволяющие коррелировать их на большой территории, прибегая к помощи одного лишь поляризационного микроскопа. Это, в частности, фиксирующие начало послекатагенетической стадии метагенеза структуры рекристаллизационного или рекристаллизационно-грануляционного блестеза, наложенные на конформные или инкорпорационные сочленения вдавленных друг в друга кварцевых зерен в песчаниках /24/.

Бластез кварца (по И.М.Симановичу) служит надежным индикатором термальной и динамической активации. Он легко опознается в шлифах по возникновению на окраинах обломков мелкой мозаики из угасающих в "шахматном порядке" ксеноморфных частичек кварца, вследствие чего контактирующие обломки представляются как бы неразъемными (см. рис. 6, г). Развивается этот процесс при условиях: значительного содержания кварца в терригенных компонентах и отсутствия между ними седиментационного глинистого либо карбонатного заполнителя (матрикса). Последнее свойственно генетическим типам отмытых от глинистой фракции морских отложений открытого подвижного мелководья (кос, пересыпей, баров), а также зерновых песчаных потоков в подводных каньонах и некоторых субъаэральных

Рис. 6. Зарисовки шлифов песчаников верхоянского комплекса, принадлежащих различным зонам катагенеза (а - II, б - III, в - IV) и метагенеза (г, д - VI, е - VII; пояснения см. в тексте).

Заглавными буквами обозначен состав обломков: Q - кварц, Pl - плагиоклазы, L - литокласти, Bi - биотит; прописными буквами - аутигенные новообразования: - кварц (поровый и регенерационный), h - хлорит, s - гидрослюдя и серпентин, а - албит, lm - ломонит, ca - кальцит, e - эпидот, а также структуры: k - конформные, i - инкорпорационные, г - рекристаллизационные и rg - рекристаллизационно-грануляционные, б - полоски Бема (в кварце).

дельт. В этих же песчаниках наблюдаются, наряду с бластезом, массивное окварцевание зерен полевых шпатов на их периферии и частичная альбитизация терригенных плагиоклазов. А в других генетических типах, изначально насыщенных межзерновым матриксом (отложение биоэлювия на морском мелководье, а также турбидитов и др.) форма и состав обломочного материала изменяются в большинстве своем слабо, исключая терригенный биотит, который здесь претерпевает полную аморфизацию либо замещается сростками хлорита и мусковита с микрокристаллическими рутилом и титаномагнетитом. В то же время, в их глинистом матриксе значительная часть гидрослюды превращается в серцит, причем, зарождаются очень характерные структуры врастания его в края обломков кварца или полевых шпатов. В песчаниках УП зоны (см. рис. 6, д, е) развиваются структуры дифференциального скольжения в виде линзовидных микроблоков из крепко спаянных между собой, сильно регенерированных обломков каркасных силикатов и кварца, между которыми находятся косонаправленные к краям микроблоков вrostки аутигенного хлорита и гидрослюды политипа $2M_1$ с высокими цветами интерференции.

Преобразования, свойственные вышеописанным зонам метагенеза, искажают изначальный облик пород очень неравномерно. С одной стороны, здесь бывает значителен кристаллобластез и уже фиксируются минеральные парагенезы мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма, хотя они, как правило, пребывают в метастабильном равновесии, потому что многие псаммитовые частицы находятся еще в состоянии незавершенной приспособленности к термобарическим условиям упомянутой фации. С другой же стороны, многие породы далеко не полностью утрачивают признаки своих седиментогенных структур: несмотря на предельное уплотнение, существенные искажения формы обломочных частиц вследствие их гравитационной коррозии или регенерации и несмотря на перекристаллизацию цементирующего матрикса, мы еще можем вполне уверенно макроскопически опознать гранулометрические классы песчаников и алевролитов. А некоторые их разновидности, например, изначально известковистые (с базальным или поровым кальцитовым цементом), вообще сохраняют точно такой же облик, какой они имеют в зонах самого слабого катагенеза.

Все эти весьма анизотропные изменения отмечаются в породах самых низов осадочной толщи, заполнившей глубокий тектонический прогиб на доинверсионном этапе развития бассейна. Характерна сильная "растянутость" зон УП и УП в разрезе толщи на интерва-

лах многокилометровой мощности /34/.

В ходе выявления зональности катагенеза в опорных разрезах, на начальном этапе работ целесообразно картировать порознь зоны появления вторичных структур и аутигенных минералов для конкретных литологических типов пород, а потом синтезировать эти данные на литолого-фаунистических или формационных картах и профилях (рис. 7), помня, что изменения совместно залегающих пород и находящегося с ними органического вещества многофакторны и взаимообусловлены. А потому для их раскрытия необходим комплексный, системный подход к стадиальным исследованиям.

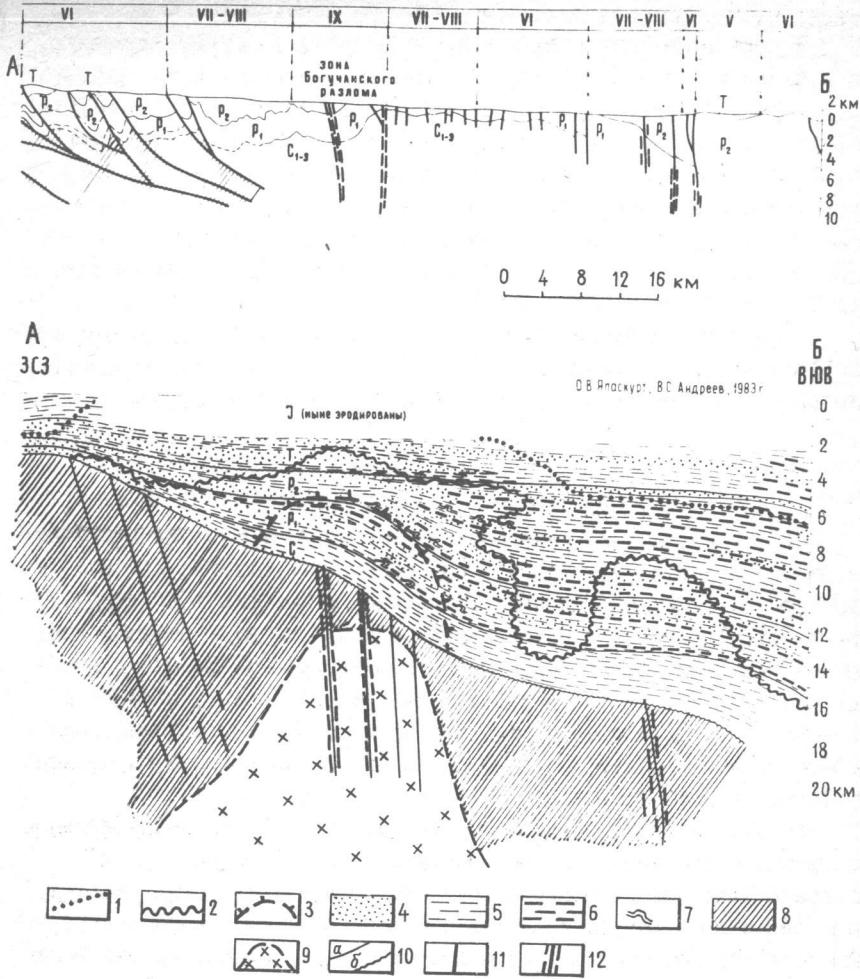
Следуя таким путем, литогенетические процессы приходится восстанавливать ретроспективно, прибегая к методике стадиальных исследований на формационной, историко-геологической основе.

ГЛАВА 3. ГЛАВНЕЙШИЕ МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ И СТРУКТУРЫ-ИНДИКАТОРЫ КАТАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Как упоминалось в предыдущей главе, ныне оформлено и активно развивается литологами школы Геологического института АН СССР актуальное научное направление. Это учение о минералогии осадочных процессов, протекающих в термодинамических условиях верхней осадочной оболочки Земли (сокращенно "геоминералогия"). Оно согласно формулировке, данной в работах /9 и 21, с.30-40/, состоит в изучении минералов осадочных пород на структурно-кристаллохимическом уровне в динамике их образования, существования, изменения и исчезновения.

Бывает так, что различные, улавливаемые только прецизионными методами, особенности кристаллической решетки одного и того же минерала (проявления полиморфизма, различных деформаций решетки, примесей и др.) как бы хранят в своей "памяти" информацию о разных условиях генезиса и постседиментационных преобразований осадков. Такую ценную информацию надо уметь извлекать в процессе стадиально-литологических исследований. Для того, чтобы дать представление о том, как это делается, приведем некоторые характерные примеры геоминералогических исследований наиболее распространенных в осадочных толщах минералов, почерпнутые из работ В.А.Дрича, А.Г.Коссовской, В.И.Муравьева, И.М.Симановича, В.Д.Шутова, Р.М.Юрковой и других литологов /5, 8-II, 18, 24, 32-34/.

Начнем с одного из самых распространенных минералов – кварца. Затем внимание будет уделено слоистым и некоторым каркасным



- 40 -

силикатам, входящим в состав как обломочных, так и аутогенных компонентов осадочных пород.

Кварц

Кварц как индикатор процессов седиментогенеза и литогенеза обстоятельнее всего описан в монографии И.М.Симановича /24/. В ней подчеркнуто, что этот минерал является одним из самых устойчивых к растворению и разрушению в осадочном процессе. Он выдерживает неоднократные переотложения и в соответствующих условиях нередко становится главным минералом песчаных пород. Но несмотря на его устойчивость, в процессе литогенеза внутренняя структура этого минерала претерпевает вполне определенные преобразования. Учитывая их, исследователь с помощью наблюдений шлифов в поляризационном микроскопе может получить ценнейшую информацию о предыстории этого минерала и о стадийности постседиментационных преобразований породы, в составе которой этот кварц находится. Речь идет о песчаниках, в первую очередь.

Песчанным обломочным зернам кварца, прошедшим через стадию катагенеза, свойственны две наиболее широко распространенные и генетически взаимосвязанные формы преобразования: гравитационная коррозия и регенерация. Первая из них – растворение минеральных зерен под давлением. В конце стадии катагенеза, при сильном уплотнении породы оно приобретает массовый характер. Признаки гравитационной коррозии очень легко опознаются в шлифе благодаря

Рис. 7. Зональность глубокого катагенеза, метагенеза и метаморфизма пород верхоянского комплекса на широте верховьев р.Харулах (по /34/) в современной тектонической структуре (вверху) и на литолого-фацевом профиле (внизу).

I-3 – изограды некоторых литогенетических преобразований: I – начала рекристаллизационного бластеза кварца в песчаниках, 2 – структурно-минеральных новообразований УГ зоны метагенеза (см. в тексте), 3 – метаморфического биотита; 4-7 – отложения миогеосинклинального комплекса: 4 – песчаные – открытого подвижного морского мелководья, каналов в авандельтах и автокинетических потоков в подводных каньонах, 5 – преимущественно алевропелитовые-межавандельтовых западин и котловин, 6 – чередующиеся песчаные и алевропелитовые – супензионных потоков (турбидитов), 7 – то же, с подводно-оползневыми текстурами; 8 – фундамент миогеосинклинали (преимущественно образования $\epsilon + PR$); 9 – предполагаемая по геофизическим данным гранитизация фундамента; 10 – геологические границы – согласные (вверху) и несогласные (внизу); 11 – разломы; 12 – предполагаемые зоны повышенной проницаемости глубинных флюидов. Римскими цифрами обозначены зоны: У – глубокого катагенеза, VI, VII – метагенеза, VIII, IX – метаморфизма, охарактеризованные в тексте и на рис. 3

конформным (выпукло-вогнутым), микростилолитовым (равномерно-пильчатым) или инкорпорационным (зубчено-клиновидным) границам между плотно прижатыми друг к другу обломочными зернами (рис. 8; см. рис. 6, б, в). Растворение кварца требует не только давления,

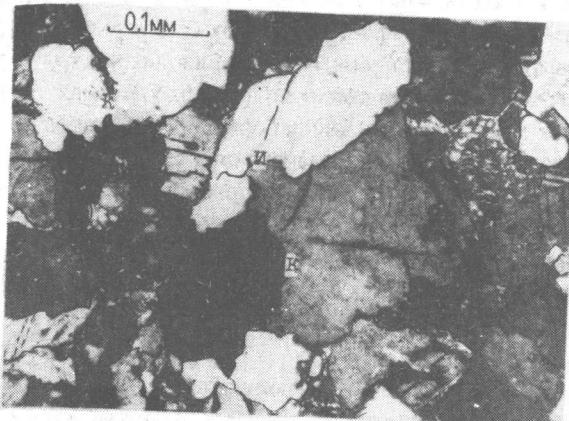


Рис. 8. Структуры гравитационной коррозии в полевошпато-кварцевом песчанике: к - конформные, и - инкорпорационные. Шлиф с анализатором

но и известной температурной активизации, а потому массовое появление вышеупомянутых вторичных структур в породе служит одним из наиболее ясных признаков глубинно-катагенетической подстадии. Как правило, такие новообразования сопровождаются регенерацией части кварцевых зерен, обрастающих сплошной или прерывистой каймой, или же отдельными, заполнившими межзерновые промежутки "планевидными" отростками аутигенного кварца, цементирующего соседние обломочные зерна (см. рис. 6, в, г.). Регенерации обычно бывают подвержены обломки относительно более мелких размеров (не испытавшие сильного давления, воздействующего в первую очередь на крупные зерна в случае их плотной упаковки). Но иногда случается так, что одно и то же обломочное зерно одновременно растворяется под давлением с одной стороны и регенерируется - с другой (перпендикулярной вектору давления). Все это дает основание считать, что растворенная кремнекислота была переотложена тут же, в поровых пространствах, в виде регенерационных новообразований, а если песчаник был изначально кварцевый или с большим содержанием кварцевых кластогенных частиц, то кремнекислота переотложена в виде регенерационного цемента. Напомним о признаках отличия последнего от других похожих на него разновидностей цементов - пленочного и порового. Такие признаки элементарно просто устанавливаются при скрещивании никелей в микроскопе и вращении шлифа: ре-

генерационные новообразования меняют интенсивность интерференционной окраски одновременно и совершенно одинаково минералом обломочного зерна, будто бы мы имеем дело с изначально единой частью кристалла (см. рис 6, в). Это обусловлено совершенно одинаковыми оптическими ориентировками у кластогенного и аутигенного минералов. Последний из них как бы стремится к восстановлению идеальной кристаллографической формы. Но достичь такого совершенства ему, как правило, не удается из-за более или менее компактной упаковки соседних частиц, мешающих свободному росту кристалла. Иногда, впрочем, возникают признаки очень правильной огранки поверхностей аутигенного кварца в тех случаях, если песчаник был изначально мономинеральным, хорошо отсортированным и отмытым от тонкодисперсного межзернового заполнителя (матрикса).

Итак, массовые конформно-регенерационные или инкорпорационно-регенерационные структурно-минеральные новообразования принадлежат к числу важных и легко опознаваемых индикаторов глубокого катагенетического преобразования исследуемой породы. Однако делать выводы из этого, казалось бы, ясного критерия надо с осторожностью, обязательно сверяя их с другими критериями, о которых будет рассказано в дальнейшем тексте этой книги.

Поясним, почему требуется осторожность. Она необходима, прежде всего, в тех случаях, когда мы видим массовую регенерацию обломочных зерен без признаков их растворения под давлением. Поэтому что известны случаи (описанные, например, В.И.Муравьевым /18/) возникновения регенерационных кварцевых цементов без достаточного уплотнения породы, на стадиях: начального катагенеза и иногда даже диагенеза. Такие образования объясняются ниже. Для массовой регенерации в первую очередь необходимы два условия: достаточное количество "зародышей" (в данном случае - кластогенных кварцевых частиц) и пересыщенность кремнеземом заполнивших поровые промежутки между ними растворов. И в случаях, если такие условия будут обеспечены до наступления глубинно-катагенетической стадии, регенерация кварца будет ей предшествовать. Подобные случаи не столь часты, они возникают при формировании определенных осадочных формаций, у которых отложения с самого начала были пересыпаны кремнистым веществом. Именно такие условия были, например, присущи диагенетическим преобразованиям песчаных осадков, принадлежащих глауконито-кремнистым формациям осадочного чехла Восточно-Европейской платформы /18/. В разрезе упомянутых формаций преобладали трепель, опоки и другие кремнистые породы.

В воде, которая проникала в поровые промежутки песчаных прослоев или опок, было растворено достаточное количество "строительного материала", необходимого для массового формирования регенерационных кварцевых оторочек на самых ранних этапах литогенеза. Другим источником Si₄, способствующим началу массовой регенерации терригенного кварца на стадии среднего (но не позднего) катагенеза, могут быть массовые же трансформации монтмориллонита в гидрослюду в чередующихся с песчаниками многочисленных пластах глинистых пород (об этом см. в разделе о глинистых минералах).

Пессимистическое, с первого взгляда, заключение о "сквозном" прохождении через стадии диагенеза и катагенеза явлений регенерации обломочного кварца, вовсе не умаляет значения наблюдений за этим явлением в ходе стадиальных исследований. Во-первых, если прибегнуть к тонким, электронно-микроскопическим наблюдениям, то можно, оказывается, обнаружить признаки отличия регенерационных кварцевых оторочек, возникших при диагенезе осадков от более поздних образований. Об этом, ссылаясь на работы В.И.Муравьева, подробно пишет И.М.Симанович. Процитируем его подробно, предварительно заметив, что катагенетическую стадию в нашем понимании он именует стадией эпигенетических изменений.

О признаках диагенетического окварцевания он пишет следующее. "Петрографические наблюдения позволяют наблюдать на границе обломочного кварца и кварцевой регенерационной каймы не пылеватые (газово-жидкие?) включения, что обычно для эпигенетически измененных кварцевых песчаников, а четкую полоску Бекке. При этом оптические ориентировки регенерационной каймы и ядра совпадают. В.И.Муравьев делает вывод, что возникновение полоски Бекке связано с присутствием пленки, разделяющей обломочное ядро и регенерационный кварц. Природа этой пленки установлена с помощью электронного микроскопа.

Внутренняя часть пленки имеет ясно выраженную глобулярную колломорфную структуру (опал), далее, по направлению к ее внешней стороне, появляются кристаллы кристобалита. На внешнюю часть разделительной пленки нарастает аутигенный кварц с сохранением оптической ориентировки обломочного ядра и наблюдается "эффект дальнодействия" кристаллической структуры ядра на новообразованную часть кристалла". /24, с. 44/. "В эпигенетически измененных кварцитовидных песчаниках каемка между обломочным ядром и аутигенным кварцем представлена субмикроскопическими включениями, в простейшем случае - включениями минералообразующей среды,

они диагностируются при предельном увеличении оптического микроскопа по значительно меньшему по сравнению с кварцем показателю преломления. Обломочное ядро от аутигенного кварца часто отделяется каймой, состоящей из инородных минеральных включений. Так, в южноуральских кварцито-песчаниках (Симанович, 1966) эти включения представлены окислами железа и глинистыми минералами ... ; включений между обломочным ядром и регенерационной каймой может и не быть и тогда обломочные контуры регенерированных кварцевых зерен неразличимы с помощью обычного поляризационного микроскопа. Применение катодно-люминесцентного микроскопа в любом случае позволяет отчетливо наблюдать границу регенерационной каймы и обломочного ядра" /там же/.

Но помимо вышеозначенных типоморфных признаков еще большее значение имеет анализ парагенезов постседиментационных минеральных и структурных новообразований. Парагенез структур гравитационной коррозии обломочных зерен и проявлений регенерации служит достаточно надежным признаком позднекатагенетического генезиса последних. Преобразования кварца еще более информативны для выявления границы между катагенетической и послекатагенетической (метагенетической или раннеметаморфической) стадиями литогенеза. Сильная термальная активация, характеризующая метагенез (начальный метаморфизм) порождает необратимые изменения в кварце, при которых исчезают в большинстве признаки, приобретенные этим минералом на предыдущих стадиях катагенеза. Прежде всего у кварца кластогенного вместе с аутигенным появляются явные признаки пластической деформации и начальный рекристаллизационный бластез, наложенный на позднекатагенетические конформно-регенерационные структуры. Бластез кварца относительно легко выявляется даже при средних увеличениях обычного поляризационного микроскопа (см. рис. 6, г).

Это явление на начальных этапах метагенеза затрагивает в основном периферические участки обломочных зерен и регенерационные кварцевые каемки. Сущность процесса сводится к пластическому замещению кварца кварцем, осуществляющимся в результате движения границ зерен /24, с. 68/. Это можно увидеть при скрещении николей. В таком случае граница между минеральными агрегатами, имеющими, в силу неодинаковых оптических ориентировок, разную тональность интерференционной серой окраски, далеко не всегда совпадает с изначальными (конформными и инкорпорационно-регенерационными) контурами раздела песчаных зерен, хорошо заметными при

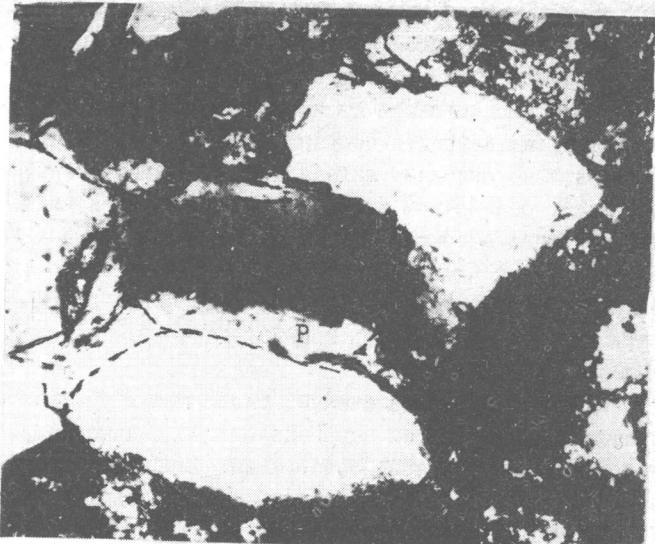


Рис. 9. Рекристаллизационный бластез (Р) на конформном контакте кварцевых зерен в песчанике триаса верхоянского комплекса, Шлиф, с анализатором

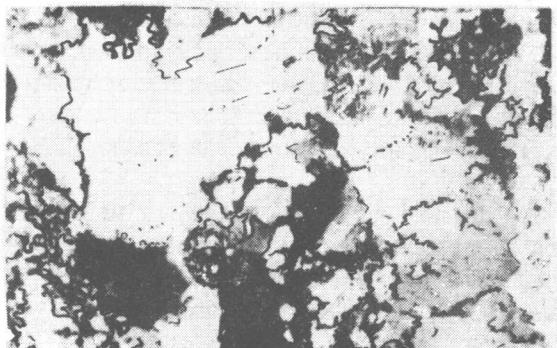


Рис. 10. Рекристаллизационно-грануляционный бластез (в центре снимка) на контактах кварцевых зерен в метапесчанике нижней перми верхоянского комплекса. Шлиф, с анализатором

включенном анализаторе. Происходит частичный переход оптической ориентировки из одного кварцевого зерна в другое, соседнее с ним зерно, совершающийся иногда даже через более раннюю регенерационную кайму между ними. При переменном включении и выключении анализатора предста вляется, 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. 9; см. рис. 6, г).

Причем, если на границах между изначальными зернами были пузырьки жидкости или же мельчайшие примазки глинистого вещества, то они совершенно не препятствуют диффузной миграции границ в процессе рекристаллизации кварца. И.М.Симанович подчеркивает, что для подобного перемещения большегольных границ минерала требуется энергия активации. Причиной их движения являются внутренние напряжения в зернах кварца или внешние приложенные напряжения (стресс), или стремление к уменьшению свободной энергии самих границ зерен. "В метагенетически измененных кварцито-песчаниках обычно наблюдается лишь редкое осложнение эпигенетических структур рекристаллизационными контактами. С повышением температуры начинает двигаться большая часть границ кварцевых зерен; миграция их происходит гораздо глубже — иногда соседние зерна целиком поглощаются мигрирующей границей. Так формируются гранобластические (гранобластовые) структуры..." /24, с. 70/. А в динамически активных зонах метагенеза рекристаллизационные контакты бывают осложнены грануляцией — развитием на участках контакта разноориентированных мельчайших кварцевых индивидов, угасающих в "шахматном" порядке (см. рис. 10; 6, г). Такие структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза отличны от упомянутых выше инкорпорационных катагенетических структур, кажущейся "неразъемностью" контактирующих агрегатов зерен в первом случае.

Помимо структур бластеза, признаком завершения стадии катагенеза являются пластическая деформация, структуры дифференциального скольжения и начало "метаморфизма" (самочищения) терригенного кварца.

Одной из легко наблюдаемых явлений пластической деформации являются так называемые "полоски Бема" — плоскости, ограничивающие деформационные пластинки в кварце, переполненные мельчайшими жидкими включениями, из-за чего они имеют вид бурых нитевидных образований и при малых увеличениях напоминают трещинки спай-

ности, но, как правило, они имеют слегка изогнутые контуры (см. рис. 6, г). Такие образования подробно охарактеризованы И.М. Симановичем в протерозойских шокшинских кварцito-песчаниках Карелии.

Для читателя важно напомнить, что само по себе обнаружение полосок Бема внутри обломочного зерна еще не говорит о глубоких динамотермальных преобразованиях всей породы в целом. Зерно может быть переотложено из более древней, претерпевшей начальный метаморфизм породы. Важно, чтобы эти полоски пересекали регенерационные каймы кварца — тогда уже ясно, что они возникли на более поздней стадии интенсивных преобразований в породе. Формирование полосок — это важный шаг к самоочищению кварца от имевшихся в нем примесей (метаморфизма кварца, по И.М. Симановичу), которые полностью удаляются на этапе зеленосланцевого метаморфизма, а при еще более глубоком метаморфизме вместо них в "чистом" кварце появляются совершенно новые включения. Но рассмотрение их выходит за рамки задач данной книги.

Структуры дифференциального скольжения были впервые описаны А.В. Копелиовичем и И.М. Симановичем в шокшинских кварцito-песчаниках. Эти структуры развиты между некоторыми обломочными зернами и напоминают микростилолитовые контакты, характеризующиеся очень тонким строением и шипами, замещенными серпентитом. Листочки серпентита ориентированы параллельно между собой, нормально или под углом к поверхности обломочных зерен. Разновидности подобных или близких к ним по существу структур, свойственных стадии метагенеза, описывались А.Г. Коссовской и В.Д. Шутовым под названием "шиповидных", а Н.В. Логвиненко — "бородатых структур" /12/ (см. рис. 6, д).

"Структуры дифференциального скольжения" также относятся к проявлениям пластической деформации кварца. Скольжение по границам зерен нередко ассоциирует с деформационным пластинкованием и другими проявлениями пластической деформации. Важно отметить, что, как и другие типы пластической деформации кварца, структуры дифференциального скольжения развиваются лишь на стадии метагенеза и скажаются последующим более сильным метаморфизмом пород" /24, с. 63/.

Итак, преобразования кварца дают нам наиболее полную информацию о конечных этапах катагенеза и о переходе к более напряженным термобарическим условиям новой стадии, выделяемой многими литологами /12, 33/ под названием метагенеза, другими — отно-

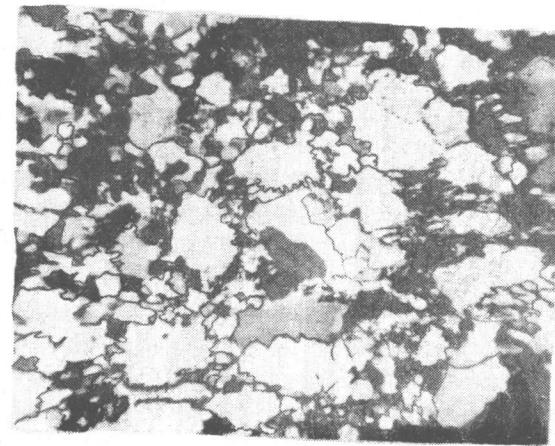
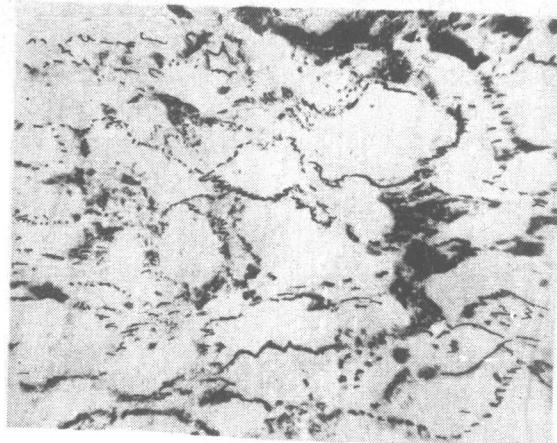


Рис. II. Кварцитовый сланец с бластопсаммитовой структурой из низов кумолинской свиты западнее пос. Карсактай; вверху — без анализатора, благодаря осточным оторочкам тонкорасщепленного графита заметны конформные взаимоотношения между обломками; внизу — тоже, при николях +, в результате бластеза многие обломки не отличны от цементирующего их вещества

смий к начальным метаморфическим изменениям осадочной породы (рис. II; см. рис. 6, е).

На ранних этапах литогенеза широко развита конвергентность признаков новообразованного кварца, хотя, как мы видим выше, есть такие морфологические отличия между регенерационным кварцем ранних и поздних этапов катагенеза.

В раннем катагенезе может встречаться аутигенный кварц и не в регенерационной форме, а в форме, например, порового цемента, образованного за счет SiO_2 , выделившейся при трансформации биотита и других минералов. Но об этом - несколько ниже.

Биотит

Биотит, присутствующий в виде терригенной примеси во многих осадочных породах (прежде всего, в песчаниках и алевролитах), относится к числу наиболее информативных минералов-индикаторов литогенетических процессов вследствие его неустойчивости к термодинамическим условиям катагенеза. Одним из первых литологов, обративших на это внимание, был А.В.Копелиовичем /7/, исследовавший в 50-х годах постседиментационные преобразования пород рифея, венда и нижнего палеозоя в Приднестровье. Наблюдая за изменениями терригенных биотитов, он назвал начальный этап "эпигенеза" (катагенеза в нашем понимании этого термина) "этапом преобразования слюд и формирования глинистых минералов". В этой монографии на с. 172 дана следующая схема формирования минеральных ассоциаций ("филлоарагенезов"), в которой трансформации биотита играют ведущую роль (так как они наиболее заметны при микроскопических исследованиях - рис. 12).

Вот как он описывал (четко и образно) данную схему /7, с. 172/. "В песчаниках и алевролитах изменением обычно охватывается большая часть листочек и чашек биотита, присутствующих в породе. Листочки биотита гидратируются и приобретают веерообразные, гармошковидные, червеобразные формы или структуру "столбики монет". Изменения формы сопровождается то частичным, то почти полным обесцвечиванием пластинок, значительным ослаблением, а иногда утратой плеохроизма, понижением светопреломления и яркости интерференционной окраски. В возникающем гидробиотите обычно остаются лишь реликты исходного минерала в виде волокон или чрезвычайно тонких пластинок, большая часть первичного биотита преобразуется в гидрослюду и вермикулит. Гидратизация иногда сопровождается выделением тонких иголочек рутила. В редких случаях

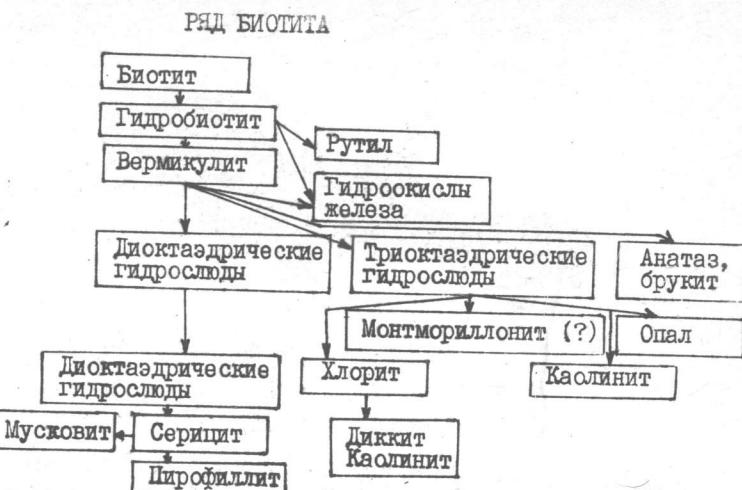


Рис. 12. Пояснения см. в тексте

вдоль шинакоидальной спайности возникают пленочные скопления или же комочки гидроокислов железа, но, как правило, такие выделения отсутствуют".

"Наряду с гидратацией происходит замещение пластинок биотита и частично гидратированного биотита агрегатом дисперсных и тонких чашеек глинистого вещества, нередко с сохранением исходных форм замещаемой пластинки (рис. I3, I4). Глинистое вещество, псевдоморфозно замещающее биотит, обычно обнаруживает слабый или заметный плеохроизм в буроватых тонах. Между такого типа псевдоморфозами и листочками лишь частично измененного биотита можно наблюдать всевозможнейшие постепенные переходы" (там же).

Если биотита в породе изначально много (такое бывает обычно в возникших за счет разрушения гранитов аркозовых песчаников), то преобразования биотита приводят к возникновению аутигенного пленочного или даже порового гидрослюдисто-хлоритового цемента, как это показано на рис. 6,б. Интересно заметить, что эти преобразования не проходят бесследно для соседних с биотитом минералов. Гидратация биотита порождает интенсивный вынос щелочей и, как следствие этого, повышение щелочности интерстициональных растворов, что, в свою очередь, способствует активизации коррозии и частичного растворения обломочных зерен кварца и полевых шпатов. Конкретные стадиальные наблюдения подтвердили эту деду-

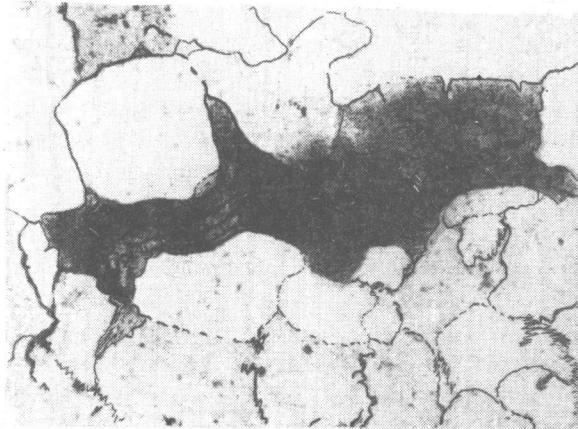


Рис. 13. Деформированный и частично хлоритизированный терригенный биотит в песчанике из II зоны слабого катагенеза нижнемеловых отложений на р. Лене. Шлиф, без анализатора

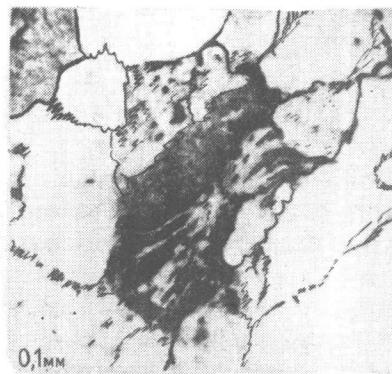


Рис. 14. Сильно хлоритизированный и гидрослюдизированный (осветленные полосы) терригенный биотит с обильными выделениями тонкодисперсного железистого и титанистого вещества на плоскостях спайности (непрозрачное) в песчаниках из У зоны глубокого катагенеза отложений триаса Предверхоянья. Шлиф, без анализатора

ктивную схему. Как правило, зерна вышеуказанных минералов близ их контакта со скоплениями чешуй измененного биотита приобретают зубчатую, неровную огранку, с отчетливыми коррозионными "заливами" на их поверхностях. Все это способствует миграции и переотложению в некоторых порах SiO_2 в форме опала, халцедона или крипто-зернистого агрегата кварца.

По мере усиления катагенетических преобразований усиливаются процессы хлоритизации + гидрослюдизации биотитов. Это подробно показано А.Г.Коссовской и В.Д.Шутовым в 1955 г. на примере стадийных исследований мощного (многокилометрового) верхоянского комплекса отложений мезозоя и верхнего палеозоя. Сверху вниз по разрезу комплекса процесс изменений терригенного биотита нарастал, и все реже в шлифах наблюдались слабо измененные пластинки этого минерала. Наконец, после катагенетической стадии, при глубоких генетических изменениях биотит практически полностью разрушается. На его месте остаются реликты в виде темных, полуупрозрачных скоплений рудного (железисто-титанистого) тонкодисперсного вещества, иногда с кристалликами сидерита, иногда вместе с анатазом или с мельчайшими игольчатыми новообразованиями рутила (вспомним о том, что при разрушении биотита из его кристаллической решетки выносятся катионы железа и титана). Если наблюдать все это в шлифе песчаника, взятого из зоны глубокого метагенеза, не видя шлифов аналогичных пород из зон более слабых постседиментационных преобразований, то можно с полным основанием усомниться, а был ли здесь изначально терригенный биотит, или мы видим какие-то сгустки крипто-зернистых аутигенных компонентов совсем иного генезиса. Однако исследователи, которые хотя бы единожды имели возможность проследить все стадии разрушения биотита внутри мощных разрезов однородных по своему составу терригенных толщ (таких, например, как отложения мела, юры, триаса и позднего палеозоя Западного Верхоянья суммарной мощностью не менее 15-20 км или отложения карбона в Донецком бассейне), обычно легко узнают следы, оставшиеся на месте исчезнувших включений вышеупомянутого минерала. Кроме того, нередко даже в единичном шлифе удается увидеть, как неодинаково поддаются разрушению разные чешуи биотита. Их можно сравнить с листьями деревьев осенью: одни уже ували, а другие в это же время едва затронуты увяданием. И если биотита в исходном осадке было много, то в породе, прошедшей через стадию глубоких катагенетических преобразований, бывают хорошо заметны не только конечные, но и промежуточные продукты его час-

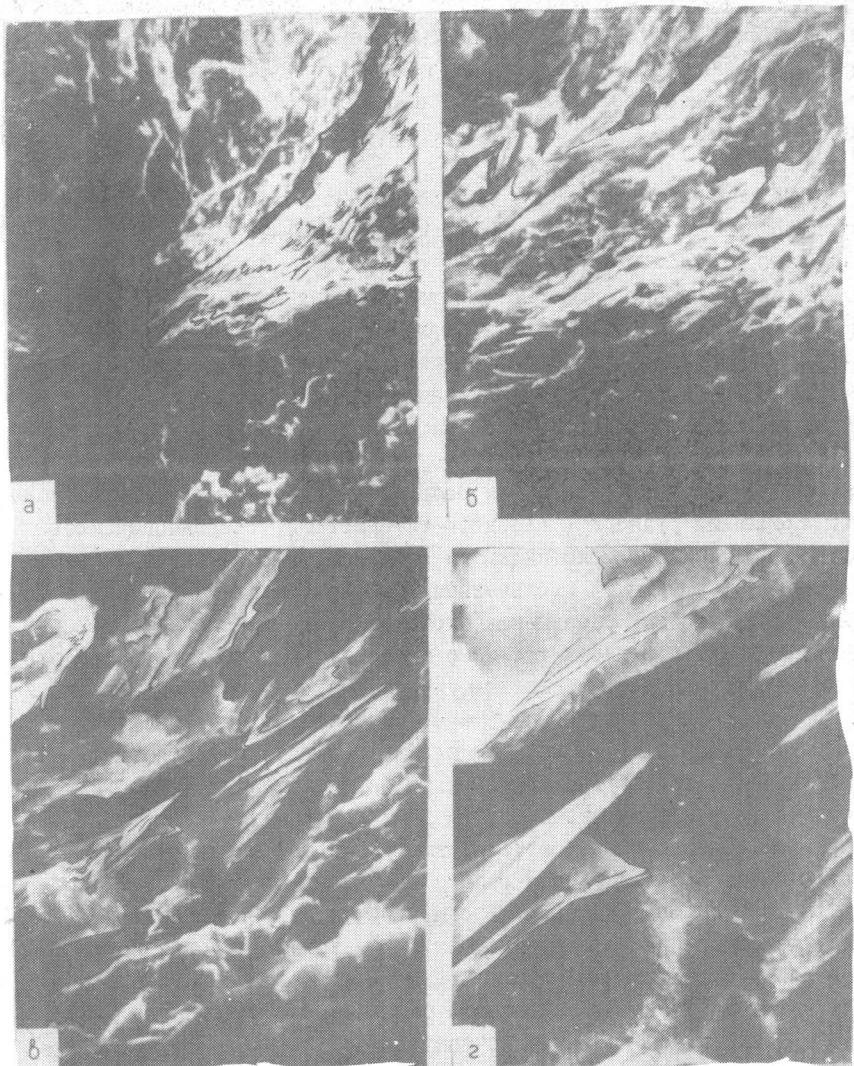


Рис. 15. Интенсивно хлоритизованный терригенный биотит в песчанике среднего триаса на р.Бетиген: а - пакет пластинок сдавлен между терригенными зернами, $\times 300$; б, в, г - детали его строения при $\times 1000$, $\times 3000$ и $\times 10\ 000$.

тических изменений. Между ними удается найти переходные разности, убедляющие нас в том, что биотит в конечном счете превращается в непохожие на него скопления аутигенных образований.

Подробнее данные вопросы рассмотрены в работах /7, 5, 9, 34/, а также даны фотографии шлифов.

Итак, в процессе прогрессивно усиливающихся постдиагенетических преобразований обломочный биотит в конечном итоге исчезает. Его разрушение (или сохранение в ничтожных по размерам реликтах) считается одним из диагностических признаков подстадии глубокого (позднего) метагенеза, называемый в зарубежной литературе "анхиметаморфизмом", а у нас иногда "предметаморфизмом".

Интересно, что при дальнейшем входлении породы во все более напряженные термодинамические условия, порождающие метаморфизм, в ней на вполне определенной ступени метаморфизма (в конце зеленосланцевой стадии) вновь воссоздается биотит. Но этот минерал обладает уже совсем иными типоморфными свойствами сравнительно с прежним.

Метаморфогенный биотит отличен, прежде всего, своими структурными взаимоотношениями с соседними минеральными частицами. Он образует вrostки в края кристаллов полевого шата или кварца - элементы лепидобластовой структуры. Отличается также ярким, обычно коричнево-бурым цветом, очень контрастным плеохроизмом и главное "свежестью" своего облика благодаря отсутствию признаков замещения его теми аутигенными образованиями, о которых было рассказано выше.

Глинистые минералы

Выявить стадиальные преобразования глинистых минералов намного сложнее, чем у большинства остальных из-за их очень малых размеров. В то же время игнорировать их ни в коем случае недопустимо, потому что эти минералы принадлежат к наиболее распространенным компонентам осадочных пород. Кроме того, как теперь выяснило, глинистые минералы являются особенно чуткими индикаторами условий седименто- и литогенеза. Очень образно об этом сказано в одной из работ А.Г.Коссовской: "Если кварц в осадочном процессе играет роль минерала-наследника первичного состава материнских пород, то глинистым минералам свойственна противоположная роль - это "минералы-приспособленцы", отражающие в своих кристаллохимических характеристиках условия геологической среды и ее изменения" /9, с. 127/. И далее подчеркивалось, что составляющие большинство в группе глинистых минералов слоистые силикаты в своих кристаллохимических свойствах и в парагенезах спо-

собны запечатлевать как физико-химические параметры среди образования, так и динамику изменения этих параметров в зависимости от направления хода самих различных литогенетических процессов - начиная от диагенеза осадков и кончая глубоким метаморфизмом.

Такие свойства, как изоморфизм, политипия и другие особенности состава и строения кристаллической решетки слоистых силикатов содержат в себе ценнейшую стадиальную информацию. Но извлечь ее практически невозможно, если прибегать к одним только методам оптической микроскопии и не сочетать их с тонкими (прецисионными) физическими и химическими исследованиями. Здесь необходимо выполнять комплекс наблюдений на кристаллохимическом и даже молекулярном уровнях (рентгенографические, электронографические и др.). Ныне методика их развивается в лабораториях Геологического института АН СССР, руководимых профессорами В.А.Дрицем и В.И. Муравьевым.

О том, как это делается и как интерпретируются получаемые результаты, читатель может узнать из книг и статей вышеуказанных исследователей и А.Г.Коссовской. Новейшие их работы перечислены в завершающем эту книгу библиографическом перечне /5, 9-II/. А для тех, кто пожелает предварительно вспомнить разделы из курсов кристаллографии и минералогии относительно особенностей и свойств кристаллических решеток глинистых минералов, рекомендуется обратиться к двум статьям В.А.Дрица и А.Г.Коссовской /II/. Эти вводные данные совершенно необходимы для того, чтобы понимать все остальное. Там же предложена новейшая классификационная схема породообразующих слоистых силикатов, с подробным рассмотрением групп: каолинит-серпентиновой, тальк-широкийлитовой, смектитовой, вермикулитовой, слюдистой, хлоритовой и сепiolит-пальмитортитовой. Некоторые из перечисленных групп подробнее рассматриваются ниже. Здесь же приведены лишь отдельные, важнейшие, на наш взгляд, выдержки из перечисленных работ.

Минералы группы смектитов особенно интересны тем, что они характеризуются легкостью трансформаций, неопределенностью и эфемерностью кристаллической структуры, чутко реагирующей на малейшие изменения окружающей среды. "Смектиты интересны также в том отношении, что в ряде процессов минералообразования они являются как бы "эмбрионами" исходной фазы, с которой начинается формирование многих слоистых силикатов: слюд разного состава (иллиты, селадониты, глаукониты), хлоритов, смешанно-слоистых минералов" /9, с. 128/.

В данной группе минералов, как известно, выделяются две подгруппы: диоктаэдрические и трисоктаэдрические. Первая из них представляет собой Al^{+3} , $\text{Al}-\text{Fe}^{+3}$ и $\text{Fe}^{+3}-\text{Al}$ разновидности монтмориллонитов и бейделитов, а также Fe^{+3} - смектиты, называемого также нонтронитами. Вторая - представляет собой магнезиальные, магнезиально-железистые и железистые сапониты.

Распространенность перечисленных групп и разновидностей смектитов обусловлена во многом фациально-генетической природой осадков. Так, например, трисоктаэдрические разновидности этих минералов довольно редки. Но если они есть, то служат индикаторами специфических условий - эвапоритовых бассейнов седиментации (что было доказано Т.Н.Соколовой в 1982 г.). Диоктаэдрические же смектиты вездесущи, но имеющиеся среди них разновидности могут тоже определенным образом связываться с конкретными обстановками осадконакопления. В частности, смектитам осадочных формаций континентальных блоков земной коры свойственны две группы разновидностей: аллюминиевых - в корах выветривания, терригенно-глинистых, карбонатно-кремнистых и других формациях; и аллюминиево-железистых - в вулканогенно-осадочных отложениях современных и древних геосинклиналей и образованиях гидротермальных полей. В то же время среди океанических глин и глинизованных пород в составе смектитов развиты почти исключительно железисто-аллюминиевые и железистые разности (нонтрониты).

Таким образом, смектиты континентальных и океанических блоков земной коры наиболее различны между собой. Помимо вышеупомянутых различий, В.А.Дрицем и А.Г.Коссовской отмечена еще одна весьма интересная особенность. Она касается присутствия внутри кристаллической решетки глинистого минерала незначительных по количеству межслоевых катионов. Из этих катионов для смектитов на континентах наиболее характерны кальций и (несколько реже) натрий, а для океанских образований - калий.

Подмеченные исследователями своеобразия строений кристаллических решеток рассматриваемых минералов являются существенным "подспорьем" в проведении фациально-генетических исследований осадочных пород. С такой целью в перечисленных выше работах предложены различные тренды и диаграммы соотношений геохимических модулей-показателей среди осадконакопления.

К сожалению, все сказанное применительно к смектитам справедливо только лишь для осадков и слаболитифицированных (вступивших в подстадию начального катагенеза) пород. Потому что эти

минералы в аспекте литогенетических преобразований являются об разованиями недолговечными, легко поддающимися всевозможным трансформациям при малейших изменениях термобарических и гидрохимических условий в бассейне породообразования. Межслоевые катионы могут легко утрачиваться ими, заменяясь привнесенными извне новыми. Могут произойти и более серьезные изменения в кристаллической решетке - вплоть до превращения смектита в совершенно новый минерал из группы гидрослюд либо хлорита.

Богатейшую информацию о трансформациях смектитов по мере нарастания постседиментационных преобразований вследствие увеличения глубин залегания осадочных пород дало нефтепоисковое бурение в платформенных и предгорных впадинах. С конца 50-х годов и поныне в самых разных регионах обследование керна таких скважин дает одинаковый результат: смектит постепенно сменяются смешаннослойными образованиями, а те, в свою очередь, - гидрослюдами либо гидрослюдами и хлоритами (см. ниже, при описании соответствующих минералов). Такая смена осуществляется на разных глубинах в зависимости от палеотемпературных градиентов и (отчасти) геологического возраста отложений. Но в среднем считается, что оптимальные температуры начала трансформаций смектита в смешаннослойные минералы колеблются в интервале 50-100°C.

Помимо температурного фактора в данном процессе большую роль имеет химизм постоянно находящихся в породах поровых растворов. А.Г.Коссовская и В.А.Дриц особо подчеркивали, что в зависимости от катионного состава таких растворов (а он, в свою очередь, определяется составом пород, слагающих те или иные комплексы) смектиты преобразуются в смешаннослойные минералы типа смектит-слюда (ректорит) или смектит-хлорит (корренсит).

В разрезах терригенных пород континентальных блоков наиболее широко распространены и известны процессы гидрослюдизации смектитов. Это связано с тем, что в составе их обломочного костяка обильно представлены разрушающиеся при постседиментационных процессах калийсодержащие минералы (калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, слюды). А в комплексах, отличающихся высоким содержанием фемических, насыщенных магнием и железом компонентов, наряду с гидрослюдизацией может возникнуть формирование смектит-хлоритовых минералов. Последний процесс, видимо, широко распространен в вулканогенных граувакках и туфах древних и современных активных вулканических поясов. Такой же тип преобразования смектитов может быть в хемогенно-терригенных комплексах при активной роли

богатых магнием растворов.

Итак, прецизионные исследования смектитов и продуктов их трансформаций могут дать ценную информацию об условиях и стадиях литогенеза в древнем осадочном бассейне. Даже самая обычная рентген-дифрактометрия может показать уровни смены этих минералов смешаннослойными и другими образованиями в геологическом разрезе. Обычно эти уровни приблизительно отвечают переходной зоне между слабым (начальным) и глубоким (поздним) катагенезом, выделяемой автором в подстадию среднего (усиленного) катагенеза осадочных пород.

Данное утверждение, впрочем, надо принимать только с известными оговорками. На самом деле уровень гидрослюдизации (или хлоритизации) смектитов имеет "скользящие", не выраженные в разрезе осадочной формации, границы. Он может мигрировать вверх или вниз под влиянием многочисленных факторов. Приведем пример.

Еще в 1962 г. А.Г.Коссовская доказала, что гидрослюдизация монтмориллонита в чрезвычайно реакционноспособной среде межзернового пространства песчаных пород значительно опережает такой же процесс, происходящий в прослоях однородного глинистого состава. Потом И.Д.Зхус /6/ показал, что этот процесс может активизироваться под влиянием преобразований рассеянного в породе органического вещества РОВ. Он писал о том, что на природных объектах экспериментально установлено, как гидрогенизация РОВ ускоряет преобразование монтмориллонита в гидрослюду через ряд промежуточных (смешаннослойных) фаз. Механизм этого процесса таков. Гидрогенизация РОВ происходит отчасти за счет заимствованного из окружающей среды водорода, а снижение концентрации водородных ионов неминуемо влечет к возрастанию pH. А в щелочной среде становится растворимым глиноzem и сильно возрастает подвижность кремнезема. Повышается степень вероятности удаления ионов Si^{4+} из тетраэдрических позиций кристаллической решетки монмориллонита и замещения их менее подвижными ионами Al^{3+} . Дальнейший ход гидрослюдизации зависит уже от наличия в растворах катиона K^+ , устремляющегося в межслоевые промежутки кристаллической решетки, чтобы там уравновесить намечающийся дисбаланс в электрических зарядах из-за различных валентностей у вынесенного кремнезема и изоморфно его замещающего алюминия. Поставщиками же калия, как упомянуто выше, могут быть аркозовые компоненты в обломочном материале соседних песчано-алевритовых пластов.

Таким образом, в отложениях, изначально обогащенных РОВ,

трансформации монтмориллонита могут произойти значительно раньше или выше по разрезу сравнительно с иными породами.

Вышесказанное объясняет фактические наблюдения над тем, как в глинах, сформированных за счет диагенетической переработки пеплового вулканического материала, трансформации смектитов носят весьма замедленный характер. Так, в Вилойской синеклизе нефтеописковыми скважинами вскрыты нижнетриасовые почти целиком смектитовые со следами разрушенной пирокластики толщи (монахомская и тагандинская свиты) на глубинах до 4,5–5 км, т.е. там, где все прочие породы обладают явными признаками глубокого катагенеза. Ведь в песчаных слоях перми и триаса на тех же самых глубинах от смектита остаются едва улавливаемые следы.

Если теперь снова обратиться к представлениям И.Д.Зхуса /6/, то данное наблюдение получит вполне удовлетворительное объяснение. В нашем случае глинистые пачки, содержащие монтмориллонит, представляют собой не нормально-осадочные, а вулканогенно-осадочные образования (что подтверждается оптическими и электронно-микроскопическими наблюдениями, выявляющими реликты осколков вулканического стекла). Образованные за счет пирокластического материала, накопившегося в геологических масштабах мгновенно, осадки эти были практически лишены РОВ. Отсутствие последнего способствовало консервации монтмориллонита. Немаловажную роль сыграли, кроме того, большие мощности монахомской и тагандинской свит (многие десятки метров), так как в мощных и однородных по составу пачках глин фильтрация растворов чрезвычайно затруднена. А без нее вовсе невозможны трансформации.

Здесь мы логически подходим к необходимости рассмотреть следующую группу глинистых минералов.

Минералы группы диоктаэдрических слюд являются, пожалуй, самыми распространенными среди прочих глинистых образований. Так же, как и смектиты, а может быть и в еще большей мере, они полигенетичны, т.е. присущи отложениям самых различных геологических обстановок континентальной коры материков, широко, хотя и несколько менее, распространены среди вулканогенно-осадочных комплексов островных дуг и внутренних морей, более редки и специфичны в осадках океанов (где присутствуют в основном только железистые слюды).

Для решения наших задач вне зависимости от изменчивого состава слоев кристаллической решетки этих минералов важнейшим параметром служит их политипия. Напомним о ней вкратце, переска-

зыва внося выдержки из статьи В.А.Дрица и А.Г.Коссовской /II, с. 6–8/. Гидрослюдам политипа IM соответствует структура, в которой все слои имеют одну и ту же азимутальную ориентировку, ячейка однослойная и моноклинная. В слюдах политипной модификации $2M_1$ и $2M_2$ последовательные слои развернуты относительно друг друга соответственно на $\pm 120^\circ$ и $\pm 60^\circ$, тогда как в 3T-модификации каждый последующий слой развернут относительно предыдущего на 120° . Наряду с политипными модификациями в пределах каждой подгруппы выделяются разновидности, отличающиеся составом слоев, которые имеют собственные наименования.

В осадочных отложениях чрезвычайно широко распространены гидрослюды политипных модификаций IM_a , IM и $2M_1$, в состав которых помимо A входят в переменных количествах катионы Fe^{3+} и Mg^{2+} . Широко распространены Fe^{3+} слюды – глаукониты в морских отложениях. Существуют также промежуточные группы Fe-Al иллитов, свойственные терригенно-эвапоритовым формациям.

В.А.Дриц и А.Г.Коссовская подчеркивают, что общими особенностями гидрослюд, образующихся на стадии диагенеза осадков, являются: 1) высокое содержание Si^{4+} в тетраэдрах, обусловившее низкий тетраэдрический заряд (0,2–0,6); 2) слабо упорядоченные политипные структуры IM_a ; 3) присутствие разбухающих слоев в структуре; 4) высокое содержание Mg , Fe^{2+} и Fe^{3+} . Все эти особенности могут быть унаследованными от первичной фазы монтмориллонита, которую, по-видимому, проходят все гидрослюды при своем формировании в диагенезе и раннем катагенезе. Тем, кто интересуется механизмами таких трансформаций в деталях, рекомендуем монографию В.А.Дрица и А.Г.Коссовской /5/. Ожидается вскоре выход в свет продолжения этой книги, посвященного слюдам и хлоритам. Поэтому мы здесь ограничиваемся краткой констатацией основных тенденций в преобразованиях кристаллической структуры их при катагенезе.

Многочисленными наблюдениями в самых различных разрезах осадочных толщ там, где прослеживается смена зон слабого катагенеза глубоким, а затем метагенезом, наблюдалась одинаковая тенденция в преобразованиях гидрослюд. По мере нарастания глубинно-катагенетических преобразований в породах происходит постепенное увеличение тетраэдрического заряда (от 0,55 до 0,9), исчезновение разбухающих промежутков, уменьшение содержания двухвалентных катионов и, что самое существенное, постепенное упорядочение структур IM и замена их на $2M_1$. В зонах метагенеза и метаморфизма слюды мусковитового ряда уже принадлежат только к политипу $2M_1$, вели-

чины тетраэтических зарядов у них не ниже 0,8, характеризуются существенной "очисткой" октаэров от окисного железа и от двухвалентных катионов. По мере возрастания температур в тетраэдрах уменьшается содержание кремнезема.

Все эти преобразования улавливаются в основном прецизионными методами. С помощью обычного поляризационного микроскопа можно лишь в породах из зон позднеметагенетических-раннеметаморфических изменений зафиксировать увеличение яркости интерференционных окрасок, сопутствующее превращению иллитов в серицитовые чешуи. Однако здесь надо быть очень осторожным, чтобы не отнести на счет признаков постседиментационных трансформаций оптические свойства обычных обломочных слюд политина $2M_1$. А их бывает много в любом осадке и породе, прошедшей через самые разные стадии литогенеза. В особенности тогда, когда на этапе седиментации в областях размыва обнажались граниты или метаморфические сланцы.

Помочь отличить аутигенный серицит (или мусковит) от обломочного дает нам возможность только стадиальный анализ, т.е. наблюдения над структурными соотношениями этой слюды с прочими по-родообразующими компонентами. Аутигенные слюды образуют вrostки в края регенерированных обломков каркасных силикатов или кварца, или внутрь регенерационных наростов различных аутигенных минералов, или поперек трещин гидроразрыва, как это видно на рис. 6, д, е; рис. 16, а, б. В отличие от них обломочные чешуи слюд конформно приспособливаются к соседним с ними кластогенным или аутигенным минеральным частицам, обычно более крепким, чем слюды. В зонах глубокого катагенеза или метагенеза терригенные слюды бывают причудливо деформированы вдавленными в них зернами других минералов. Облик их несет в себе признаки "пассивной" приспособляемости к менявшимся динамическим нагрузкам. Конечно, сама по себе обломочная слюда тоже не остается абсолютно неизменной. Вспомним, к примеру, о трансформациях терригенного биотита. В терригенном мусковите они так же возможны, но мусковит значительно устойчив. Он способен дольше и в значительно большей мере сохранять свои изначальные кристаллохимические особенности.

В направлении к стадии метаморфизма происходит нивелировка признаков разнотипных слюд в породе. Но, по-видимому, полностью она осуществляется лишь глубже зеленосланцевой ступени. Кристаллохимическая эволюция мусковита, являющегося "проходным" минералом через стадии регионального метаморфизма, может послужить важным индикаторным их признаком, но данный вопрос выходит за пре-

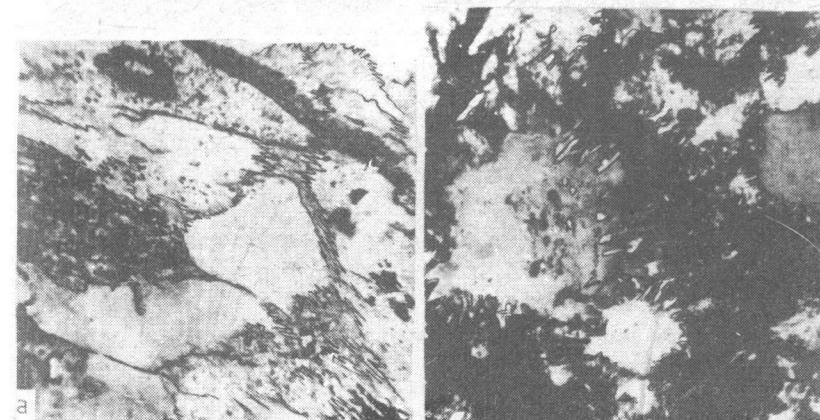


Рис. 16. Шиловидные структуры врастаний аутигенного хлорита и серицита в края регенирированных обломков каркасных силикатов и кварца: а - в метапесчанике рифея Центрального Казахстана (шиль, без анализатора), б - в метапесчанике нижней перми Верхоянья (то же, с анализатором)

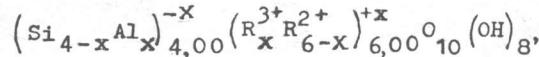
делы нашего обзора.

Добавим к вышесказанному, что на трансформации слюд при предметоморфических стадиях литогенеза большое влияние оказывает генетическая принадлежность той породы, в которой эти слюды находятся. Генезисом обусловливаются исходный состав глинистого минерала и состав, а также структуры той среды, в которой он находится. Последние способны существенно ускорить либо замедлить темпы трансформаций. В песчаних отложениях, например, где на межзерновых контактах под влиянием неравномерно распределенных давлений возникает активная реакционноспособная среда, глинистое вещество трансформируется гораздо раньше (выше по разрезу), чем в слоях однородного пелитового состава. Присутствие ОВ и его генетическая природа тоже активно влияют на характер преобразований глинистого вещества. Подробнее этот вопрос рассмотрен в работах И.Д.Зухса и др. /6/, Л.И.Боголюбовой и П.Н.Тимофеева /27/.

Минералы группы хлоритов в шильях из осадочных пород выглядят однообразными, подчас слабо заметными из-за не ярких, бледно-зеленоватых окрасок их микрочешуйчатых агрегатов и очень низких (преимущественно темно-серых) цветов интерференции. Тем не менее, они представлены множеством разновидностей.

В осадочных отложениях преобладают хлориты триоктаэдриче-

кого ряда. Их идеальная структурная формула имеет вид:



где в состав октаэдрических катионов R^{2+} и R^{3+} обычно входят M^{2+} , Fe^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , причем существует непрерывная серия изоморфных замещений: $Fe^{2+} \rightleftharpoons Mg^{2+}$. Отсюда следует, что степень железистости является одним из важнейших параметров, характеризующих минерал данной группы. Другой существенной характеристикой служит степень замещения Si^{4+} на Al^{3+} , которая колеблется в широких пределах от 2,34 до 3,45 на формульную единицу.

Источниками вещества для аутигенных хлоритов могут служить трансформации минералов группы биотита (см. выше), внутрислойные растворения амфиболов, циркона и других темноцветных кластогенных минералов, а также преобразования вулканических стекол (основного и среднего состава). По этой причине хлориты особенно широко развиты в вулканогенно-осадочных и в терригенных отложениях грауваккового состава. На стадии глубоких катагенетических изменений упомянутых пород усиливающиеся процессы хлоритизации включают рассмотренные выше трансформации смектитов (через промежуточную корренситовую фазу). В данном направлении трансформации осуществляются лишь при том условии, что осадочная толща в состоянии "обеспечить" поставку в растворы необходимых количеств магния и железа. А это, в свою очередь, возможно при наличии грауваккового (в особенности, вулканомиктового основного) вещества.

В благоприятных к тому условиям процессы хлоритообразования могут еще более активизироваться на послекатагенетических стадиях, в частности, при термобарических обстановках начального метаморфизма фации зеленых сланцев. Напомним читателю, что название упомянутой фации как раз и было дано из-за широкого развития там зеленоцветных минералов, в числе которых хлорит играет первостепенную роль (сказанное относится, конечно же, только к метаморфизованным меланократовым породам — грауваккам, туфам, диабазам и другим, тогда как кварциты, кварц-серпентитовые сланцы, мраморы и ряд других изначально лейкохратовых образований при метаморфизме этой фации сохраняют светлые окраски).

Пройдя эволюционный ряд от диагенеза к метаморфизму, хлорит определенным образом меняет свои кристаллохимические свойства. Ранее считалось, что по мере приближения к стадии метаморфизма минерал этот становился все более магнезиальным и менее железистым. Но на практике такие представления оказались сильно упрощенными, а в некоторых конкретных случаях и вовсе не верными.

Все дело в том, что еще до начала катагенеза аутигенные хлориты могут (в зависимости от специфики фациально-ландшафтных условий седimentации) сильно менять степень их железистости, вплоть до зарождения магнезиальных разностей в отложениях терригенно-эвапоритовых формаций /9/. Исследовавшая осадки и породы эвапоритовых формаций Т.Н.Соколова (Геологический институт АН СССР) показала, что развитые там магнезиальные хлориты существуют в тесном парагенезе с железистой разновидностью гидрослюд — с Fe-иллитами.

Именно парагенетические сочетания несут основную информацию относительно степени унаследованности минералом его реннелитогенетических признаков в процессе более глубоких преобразований. На вышеприведенном примере видно, что если мы в ходе палеогеографических реконструкций осадочной толщи, прошедшей через стадию катагенеза, встречаем устойчивые сочетания Mg -хлоритов с Fe-иллитами, то в данном конкретном случае высокая магнезиальность хлоритов является унаследованной, а не вновь приобретенной вследствие "метаморфизации" пород. Надо все время помнить о возможной конвергентности очень многих, рассматриваемых вне связей с другими, кристаллохимических параметров. Вместе с тем, углубление в методику геоминералогических исследований позволяет иногда находить очень тонкие различия даже и в конвергентно сходных образованиях.

Отметив большую "способность" хлоритов сохранять и наследовать черты их различия при глубоких катагенетических преобразованиях и относя (на этом основании) данные минералы к категории особенно ценных индикаторов условий седimentации, А.Г.Коссовская и В.А.Дриц подчеркнули, что показателями этапности постседиментационных изменений могут послужить сведения о политипии хлоритов. Здесь имеет место некоторая аналогия с исследованием политипии слюд. Однако, если последняя изучена ныне досконально, то первая еще ждет своих исследователей, хотя уже сейчас зарубежными учеными получены в этой области интересные результаты, которые проанализированы в выходящем в скором времени продолжении к книге /5/.

Другим важным параметром новообразований, начавшихся при катагенезе и завершившихся в метаморфизме, является переход в минерале окисных форм железа в закисные. Эту закономерность проследила А.Г.Коссовская на примере связанных с рудоносными формациями Fe-хлоритов, начиная от современных и кончая докембрийскими. Были описаны ряды постепенной трансформации от Fe-смектитов (нонт-

ронитов и Fe-сапонитов) современных рудоносных отложений Красного моря и Восточно-Тихоокеанского поднятия к "тилроферрихлоритам" с Fe^{2+} и Fe^{3+} в октаэдрах в третичных железорудных месторождениях (в частности, Керченском) и до железистых Fe^{2+} -хлоритов в докембрийских джеспиллитах.

Еще одной важной характеристикой хлоритов может послужить величина суммарного содержания алюминия, локализованного как в октаэдрических, так и тетраэдрических ячейках кристаллической решетки. Эта величина для хлоритов из осадочных отложений всегда превышает значение 2,2. Она может послужить одним из индикаторных признаков седиментационного генезиса глубоко измененных образований.

Все вышеизложенное требует применения специфических методик геоминералогических исследований. Но оперирование кристаллохимическими параметрами не должно осуществляться в отрыве от обычных петрографических и электронно-микроскопических наблюдений над формами выделения хлоритов и над характером их взаимоотношений с другими компонентами в породе. Только эти наблюдения могут с достоверностью показать генетическую природу исследуемого образования, о чем уже упоминалось в разделе о слюдах.

Минералы группы каолинита, тоже распространенные в осадочных образованиях, полигенетичны. Они не столь четкие индикаторы стадийности литогенеза, какими представляются слюды или смеクトиты, поэтому мы здесь отметим только самые существенные, на наш взгляд, их особенности.

Каолиниты, особенно широко развитые в породах угленосных формаций, практически "транзитом" проходят через всю стадию катагенеза. Существуют данные В.Д.Шутова (не всеми разделяемые) о том, что в обстановках повышенного стресса на послекатагенетических стадиях метагенеза кристаллическая решетка каолинита преобразуется в решетку минерала с аналогичной химической формулой - диккита. Минералы ряда каолинита-диккита оказываются устойчивыми, как сообщает Н.В.Логвиненко (1965 г.), даже в некоторых кристаллических сланцах в зонах регионального метаморфизма. Объясняется это тем, что в каких-то конкретных условиях, а именно, при недостаточном количестве катионов калия, не хватило "строительного материала" для трансформации этих минералов в слюду. В большинстве же других случаев такие трансформации происходят, и минералы группы каолинита исчезают, сменяясь серицитовыми новообразованиями при начально-метаморфических процессах.

Пока что мы говорили о ряде прогрессивно усиливающихся постседиментационных преобразований. Но существует еще одна их разновидность, названная еще в 60-х годах Л.Б.Рухиным /23/ как "регрессивный эпигенез", а теперь именуемая некоторыми исследователями "регрессивным катагенезом". Это связанные с инверсионными блоковыми тектоническими воздыманиями в бассейне породообразования и с перестройкой гидрогеологического режима процессы растворения многих аутигенных минералов и вторичной дегементации обломочных пород. Очень они активизируются тогда, когда в породы поступают воды из находящихся вблизи и разрушающихся нефтяных залежей. Эти воды имеют кислую реакцию (низкие значения pH), а именно такая среда наиболее благоприятна для синтеза каолинитовых минеральных частиц. И в поровых промежутках между терригенными зернами, образовавшихся вследствие коррозии находившихся там до этого аутигенных образований, начинает кристаллизоваться каолинит. Он образует веерообразные, вермикулитоподобные скопления чешуй. С помощью электронномикроскопических наблюдений удается видеть, как агрегаты чешуй каолинита заполняют вторичное поровое пространство, как они врастают в края корродированных полевошпатовых зерен, как замещают пластины терригенного биотита и других минералов.

Такая поздняя каолинизация чрезвычайно развита в цементе алеврито-песчаных пород в разрезах со множеством внутриформационных перерывов и несогласий в тектонических структурах платформ и краевых прогибов, испытавших многократные чередования погружений и воздыманий в течение длительной геологической истории (например, Хапчагайский мегавал Вильской синеклизы и др.).

Регрессивно-эпигенетические изменения чрезвычайно осложняют общую схему зональности постоянно усиливающихся вниз по разрезу преобразований в породах. Они создают пеструю, мозаичную картину разнотипных литогенетических новообразований. Для того, чтобы их понять, необходимо выполнить тщательные стадиальные исследования. Доказанные с их помощью регрессивные изменения в осадочных толщах имеют важное практическое значение как показатели улучшения коллекторских свойств осадочных пород и возможности нахождения поблизости газонефтяных залежей.

Полевые шпаты

Плагиоклазы и калишпаты несколько менее информативны применительно к решению задач стадиального анализа, чем слюды, биотит и кварц. Но и они способны дать нам много ценных сведений

в данной области.

Их постседиментационные преобразования становятся наиболее заметными в шлифах песчаных пород, претерпевших преобразования подстадии глубокого катагенеза и последующего метагенеза, т.е. начиная с этапов массового развития структур гравитационной коррозии (конформных и инкорпорационных сочленений) обломочных частиц. Сводятся они к следующим видам: усилиению процессов серийтизации плагиоклазов, покислению (альбитизации) окраин их обломочных зерен и частичному окварцеванию плагиоклазов или калишпатов. Относительно серийтизации бывает трудно решить: унаследована ли она от изначально измененного кластагенного материала или возникла при катагенезе. В пользу первого варианта свидетельствует наличие в песчанике нескольких разновидностей плагиоклаза – от "чистых" до слюдизированных. Если не все слюдизированы в равной мере, значит такие различия существовали изначально. Доказать наложенный характер серийтизации может только наблюдение над шиловидными вклиниваниями чешуек слюды, растущих от периферии внутрь зерна (см. рис. 6, д; 12, в).

Альбитизация, в случаях ее массовых проявлений, придает зернам полевых шпатов зонарный облик. Она в отличие от магматической зонарности имеет контуры, повторяющие границы обломка, но не изначального кристалла. Очень подробно морфологические ее признаки и генезис были описаны А.В.Копелловичем /7/, на сведениях которого мы задержимся несколько подробнее. Этот исследователь обратил внимание на то, что в тех случаях, когда терригенный плагиоклаз имел двойниковое строение по альбитовому закону, альбитизация (или деанортитизация, что то же самое) избирательно развивается преимущественно вдоль одной системы двойников. В итоге при выключенном анализаторе на окраине зерна можно наблюдать чередование двойниковых полосок с резко разнящимися показателями преломления, а при скрещенных николях видно, как швы двойников продолжают простираться внутрь аутигенной каймы до ее внешних краев (см. рис. 6, в). Выполненные им на Федоровском столике замеры показали, что в одном из вышеописанных проявлений альбитизации состав деанортитированной системы двойников соответствовал альбиту с основностью от № 2 до № 5 и углом $2V = +80^\circ$, а состав сочетающихся с ними слабо измененных двойников отвечал олигоклазу № II-I4 с углом $2V = -84^\circ$. Очень нечетко выраженная внутренняя граница зоны альбитизации имела при этом заостренно-зубча-

тые очертания.

Энергетическая "целесообразность" явлений альбитизации обусловлена тем, что ионы с большими радиусами (в данном случае Ca^{2+} и K^+) замещаются ионами меньших размеров (Na^+). Первые, по мере вытеснения их из кристаллических решеток полевых шпатов, могут принять участие в процессах трансформаций глинистых минералов (см. выше), а кальций, кроме того, пополняет в поровых растворах резерв для формирования аутигенных карбонатов (см. ниже).

Избирательная альбитизация сказывается на последующих замещениях плагиоклаза кварцем, а иногда также каолинитом или диккитом. Последние из вышеперечисленных минералов предпочтительнее развиваются по плагиоклазу более основного состава, чем по альбиту. Напротив, кварц как бы вклинивается именно в альбитизированную систему двойников, замещая их в первую очередь. Это отчетливо видно на конформно-инкорпорационных границах с соседним кварцевым обломком или с кварцевым регенерационным отростком. Так же заметно бывает и окварцевание калишпатов, у которых дугообразно вогнутая граница с соседним кварцем становится очень нечеткой, приобретая "размытый" характер.

Альбитизация полевых шпатов сопровождается нередко также развитием аутигенных цеолитов. Энергетически такой процесс тоже "выгоден", поскольку радиусы вытесняемых в этом случае из решетки ионов кальция и алюминия (соответственно 0,104 и 0,057 Нм) больше, чем у привносимых туда ионов натрия и кремния (0,095 и 0,039 Нм). Кальций и алюминий частично обуславливают изменение состава интерстициональных вод, могущее повлиять на кристаллизацию цеолитовых минералов еще задолго до наступления термобарических условий метаморфизма.

Цеолиты

Минералы этой группы принадлежат к числу наиболее информативных для стадиальных построений, но они, к сожалению, присутствуют далеко не повсеместно. Однако последние многочисленные работы советских и зарубежных исследователей наглядно показывают, что распространность осадочных цеолитов в природе гораздо большая, чем это считалось прежде. Но "не броские" оптические признаки, мелкоагрегатность данных образований, их внешняя похожесть на криптозернистые агрегаты кремнезема или полевых шпатов – все это способствовало тому, что геологи-производственники очень часто не замечали их присутствия во многих осадках и породах. Считалось (и считается поныне), что найдя цеолиты, следует ис-

кать камуфлированную в осадке пирокластику, за счет которой они формируются. Но есть множество примеров того, как эти минералы развивались вне всяких связей с вулканизмом. Возьмем в качестве одного из примеров нижнемеловую угленосную формацию Приверхоянского краевого прогиба, где цеолиты, порожденные благоприятными сочетаниями исходного состава кластогенного вещества ("средние аркозы"), определенных фациальных условий седиментации и постседиментационных обстановок, развиты там, где нет вулканокластики, что было в деталях раскрыто А.Г.Коссовской, А.С.Запорожцевой, П.И.Глушкиным, а затем автором /8, 9, 34/. Прежде, чем показать это, вернемся к краткой характеристике своеобразия рассматриваемых минералов.

Цеолиты принадлежат к классу алюмосиликатов, и по своей структуре и химическому составу близки к полевым шпатам. Однако отличаются они своеобразной, только им присущей структурой каркаса кристаллических решеток. Он представляет собой объемный каркас из кремнекислородных и алюмокислородных тетраэдрических группировок, которые взаимосвязаны через общие атомы кислорода либо через промежуточные катионы Na^+ , Ca^{2+} , K^+ и др. Эти частицы сгруппированы таким образом, что весь каркас получается пронизанным системой канальев, через которые легко попадают молекулы "цеолитовой воды", и так же легко эти молекулы извлекаются (например, при нагревании), не производя практически никаких изменений в самой решетке минерала. Благодаря этому свойству (поглощать и отдавать воду) эти минералы и получили свое наименование от греческих: "цео" - киплю и "литос" - камень ("вспыхивающие камни").

Конечно же, такая структура цеолитов не может не отреагировать на изменения термобарических параметров при литогенезе. И это в действительности имеет место. Но для исследователя все усложняется тем, что изначально цеолиты полигенетичны: есть в их составе седиментогенные, диагенетические, ранне- и позднеката-генетические, раннеметаморфические и гидротермальные образования. Разобраться с их генезисом не всегда просто. Тех, кто заинтересуются генетической типизацией цеолитов стратифицированных формаций, адресуем к статье /8/. Там описано шесть генетических типов цеолитовых ассоциаций ("цеолитовых фаций") и показана роль факторов, контролировавших цеолитообразование в каждом таком типе. Перечислим их вкратце.

I. Цеолитовая ассоциация современных и древних океаничес-

70

ких осадков характеризуется массовым распространением двух цеолитов - филлипсита и клиноптилолита. Они распространены настолько широко, многими исследователями "цеолитовые глины" выделяются как один из фациальных типов пелагических осадков. В их составе существенно калий-кальцитовый цеолит - филлипсит составляет до 70%, т.е. является породообразующим минералом. В тесном парагенезе с ним находится аутигенный монтмориллонит, образуемый, по мнению изучавших его исследователей, вследствие подводной палагонитизации базальтовых туфов.

Материалы глубоководного бурения океанов показали, что филлипсит присутствует в осадках современных и третичных примерно до глубин 150-200 м под поверхностью дна. В более глубоких горизонтах, в осадках эоцена и мела, повсеместно развит натриевый цеолит - клиноптилолит в виде рассеянных кристаллов или глобулярно-друзовых скоплений в составе красных глин. Иногда этот минерал замещает раковины радиолярий. Современным осадкам он не свойствен за исключением лишь зон их гидротермальных изменений, где он встречен в желвакоподобных образованиях в ассоциации с пальмогорскитом и сепнолитом.

Глобальная вертикальная стратификация: филлипсит (вверху) - клиноптилолит (внизу) объясняется А.Г.Коссовской процессами "оceanического эпигенеза", т.е. катагенеза в нашем понимании этого термина. Механизм постседиментационных преобразований представляется следующим. "Так как клиноптилолит значительно богаче Si и беднее Al , Na , K , Ca , чем филлипсит, то можно предположить, что в процессе эпигенеза осуществлялась перестройка структуры цеолита с использованием биогенного кремнезема и замещением им части Al в тетраэдрах алюмокремниевого костяка, сопровождающимся высвобождением соответствующего количества катионов, компенсировавших избыточный отрицательный заряд. В этом случае таблитчатые кристаллы клиноптилолита ... могут рассматриваться как реликты филлипсита, частично разрушенные, а частично метасоматически замещенные клиноптилолитом" /8, с. 28-29/.

2. Цеолитовая ассоциация высокоминерализованных щелочных озер включает упомянутые выше филлипсит, клиноптилолит, а также шабазит, эрионит, морденит и анальцим; более редок натролит. Вместе с перечисленными цеолитами присутствуют аутигенные калиевые полевые шпаты, карбонаты, сода, иногда брусит, даусонит и другие минералы. Всем им свойственно исключительное разнообразие минеральных сочетаний в зависимости от ландшафтных обстановок.

71

Сочень характерная особенность данной ассоциации концентрически-зональное распределение на дне бассейна седиментации, отражающее нарастание концентрации придонных и поровых растворов в направлении от побережья к центру бассейна. В прибрежных осадках преобладают туфы с неизмененным вулканическим стеклом и монтмориллонитом, которые при удалении от берега постепенно цеолитизируются, с появлением клиноптилолита, филлипсита и др. цеолитов. Очевидно здесь так же как и в предыдущей ассоциации, филлипсит образуется в самую раннюю стадию из алюмосиликатного геля и по зднее замещается клиноптилолитом. Многие исследователи (Р.А.Шепард, Дж. А.Гуд, Р.Л.Хей, А.Г.Коссовская и др.) обосновывают существование следующего стадийного ряда: вулканическое стекло → алюмосиликатный гель → филлипсит → клиноптилолит → анальцим + калишпаты. Индикаторами повышенной щелочности палеобассейна считаются эрионит и шабазит, не встречающиеся в массовых количествах в других типах отложений.

3. Цеолитовые ассоциации собственно осадочных образований (с "камуфлированной" пирокластикой) широко распространены в терригенных и терригенно-хемогенных отложениях без явных признаков участия вулканического материала. Каждая из них в отдельности характеризуется бедным видовым составом цеолитов (один-два вида). Господствует, как правило, один из нижеследующих минералов: анальцим, либо клиноптилолит, либо гейланит и др. Они описаны в осадочных формациях мелового возраста Восточно-Европейской, Сибирской платформ и Приверхоянского прогиба, в пермских красно-цветных толщах Приуралья и др. (подробнее см. в статье /8, с. 32-38/. Изучавшие их исследователи пришли к выводу о том, что конкретней видовой состав цеолитов и степень насыщенности ими пород контролировались определенными фациальными-климатическими обстановками седименто- и диагенеза. И обязательными условиями синтеза этих минералов были: более или менее щелочная (в крайнем случае, нейтральная) геохимическая среда и наличие свежего алюмосиликатного материала. Такой материал, в частности, представляет собой так называемые "средние аркозы" в меловой угленосной формации Приверхоянского прогиба: породы, в которых очень много кластогенных натрий-кальциевых плагиоклазов и других кальциодержащих минералов - эпидотов, роговых обманок, гранатов. Заинтересующихся этим подробнее, адресуем к работе /34/, где со ссылками на исследования А.С.Запорожцевой и А.Г.Коссовской в подробностях описаны конкретные фациальные обстановки и условия

диагенеза и раннего катагенеза, при которых формировались аутигенные десмин и гейланит. Если же обратиться к более широким региональным обобщениям, то намечается следующий фациальный ряд (цеолитсодержащий) в порядке возрастания pH среди седиментации и диагенеза (по /8, с. 38/): угленосным отложениям гумидного климата отвечают Ca-цеолиты - десмин-эпистильбит, кальциевый гейланит; нормально-морским отложениям отвечают Ca-Na-K цеолиты - в основном клиноптилолит; красноцветным формациям аридного климата -Na - цеолиты-анальцим.

4. Цеолитовые ассоциации регионального эпигенеза (или катагенеза) и начального метаморфизма непосредственно продолжают предыдущие, так как представляют собой закономерную вертикальную зональность в сменяемости различных видов цеолитов сверху вниз по разрезу (т.е. по мере усиления постдиагенетических преобразований в породах). Классические описания такой зональности были даны А.Г.Коссовской и В.Д.Шутовым /33/ еще в конце 50-х годов на примерах опорных разрезов нижнего мела Приверхоянского прогиба, где мощность угленосной формации достигала 4,5 км и более. Там при погружениях пород глубже 2-2,5 км было замечено широкое развитие кальциевого цеолита-ломонитта, сменившего гейланит, находящийся в более высоких горизонтах разреза.

Ломонит был развит в цементе аркозовых песчаников (примеч., не во всяких, а в таких генетических типах, которые содержали в себе минимум включений ОВ и были удалены от подошвы и кровли угольных пластов, так как кислая геохимическая среда, порождаемая преобразованиями ОВ, не благоприятствует цеолитообразованию). Там он находится в парагенезе с аутигенными корренситом, сфером и кварцем (рис. I7; см. рис. 6, б). В шлифах были заметны псевдоморфозы ломонита по наиболее основным разновидностям терригенных плагиоклазов и по амфиболам.

Сам по себе ломонит неопытным петрографом может быть ошибочно принят за калишпат, так как имеет близкие к калишпату оптические константы, отличаясь только углом и знаком 2β . Так, например, ломонит из нижнемеловых отложений близ Сангарского угольного месторождения (правобережье р. Лены, напротив устья р. Вилой) имеет константы: $N_g = 1,523 (\pm 0,002)$, $N_p = 1,512 (\pm 0,002)$, $N_g - N_p = 0,011$; $c:N_g = 30-40^\circ$, удлинение положительное, $r < v$, угол $2V = -20$ до 30° ; отчетливо видны два направления спайности (почти под прямым углом). Всюду в разрезах Приверхоянского прогиба в низах глубокого (позднего) катагенеза, перед зоной мета-

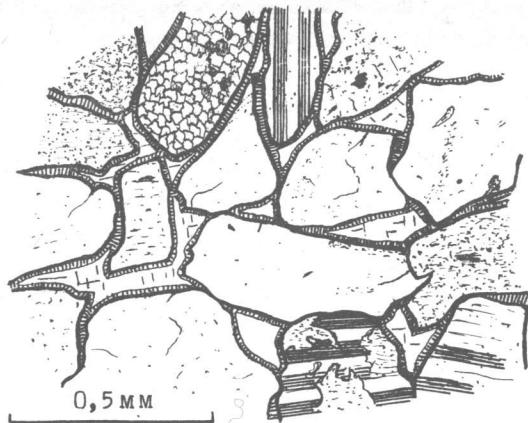


Рис. 17. Ломонит в поровом цементе аркозового песчаника из III зоны начала глубокого катагенеза в Приверхоянском прогибе. Между ломонитом и обломками — пленки корренсита, прерываемые в местах конформных контактов. Шлиф, зарисовка

теснеза ломонит исчезает. Он там замещается эпидотом и кальцитом генезиса I генерации одновременно с возрастанием относительного содержания в породе аутогенного кварца и (за счет плагиоклазов) альбита в парагенезе с хлоритом и серицитом.

Таким образом, ломонит в вышеупомянутой угленосной формации был одним из минералов-индикаторов стадии позднего катагенеза. Раннекатагенетические преобразования характеризовались гейланцитом и лесмином (в парагенезе с монтмориллонитом и гидрослюдой). Эти минералы содержат в своих кристаллических решетках больше H_2O , чем ломонит. Исследователи меловых отложений Анабаро-Ленского прогиба А.С.Запорожцева, Т.Н.Вишневская и П.И.Глушинский выделили следующий ряд "обезвоживания" цеолитов по мере нарастания палеоглубин залегания пород (и, соответственно, усиления катагенетического изменения): гейланцит $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$. 5-7 H_2O , либо лесмин $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 6-7SiO_2 \cdot 4-8H_2O \rightarrow$ эпидесмин $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 6H_2O \rightarrow$ ломонит $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot 4H_2O \rightarrow$ сколецит $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 8SiO_2 \cdot 3H_2O$ (последний минерал редок; как правило, зона глубокого катагенеза завершается ломонитом). Итак, здесь цеолиты в направлении от катагенеза к метаморфизму трансформировались и замещались другими минералами. Но так бывает не всегда. Ряды цеолитов бывают иными.

Конкретный ряд цеолитов зависит от исходного "строительно-

го материала" — петрофонда той формации, в которой формируется литогенетическая зональность. Иной, чем в Приверхоянье, характер имеет зональность эволюции цеолитов в вулканомиктовых граваках. Классические описания распределения цеолитов в мощном разрезе (всего 12 тыс. км) вулканогенно-осадочных граваков Новой Зеландии установил Д.К.Кумс. После его работ была выделена и общепризнана петрографами так называемая цеолитовая фация, отвечающая низшей ступени регионального метаморфизма. Большой вклад в ее изучение внесли японские геологи М.Утада, А.Индзима и другие, установившие зональность строения цеолитосодержащих вулканогенно-осадочных формаций неогенового, палеогенового и мелового возраста. Там были установлены следующие зоны (сверху вниз): 1 — малоизмененного вулканического стекла с опалом; 2 — клиноптиолита и морденита с монтмориллонитом; 3 — гейланрита и анальцима; 4 — ломонитта с корренситом и хлоритом; 5 — альбит-пренит-пумпелита с хлоритом; 6 — эпидот-альбитовая.

Конкретные виды цеолитов находятся в зависимости от состава петрофонда, а мощности зон — от термических градиентов: от 5 км в районах, где градиент составляет $20^{\circ}C/km$, до 1,5 км там, где он приближается к $40^{\circ}C/km$.

5. Цеолитовая ассоциация гидротермального метаморфизма отлична от предыдущих, прежде всего, отсутствием четкой зональности в распределении минералов по разрезу (например, ломонит может встречаться у поверхности, а вниз по разрезу сменяться более гидратированными видами — морденитом, гейланитом, десмином и др.). Сочетающиеся с цеолитами глинистые минералы могут также располагаться в разрезе не в том "порядке", который свойствен зональности регионального катагенеза (например, монтмориллониты могут находиться ниже зоны развития корренситов или хлоритов). "При региональном эпигенезе мы имеем дело с равновесными системами, где цеолиты-индикаторы определенных длительно существующих термодинамических условий; при гидротермальном метаморфизме — со сложной картиной неоднократного воздействия на породы гидротермальных растворов с меняющимися температурами, содержанием и характером растворенных компонентов ..." /8, с. 40/. В этом заключены причины своеобразия гидротермального цеолитообразования.

6. Еще одна цеолитовая ассоциация — магматических пород океанического дна, возникающая в условиях структур растяжения (спрединга и разуплотнения вещества) с появлением в основном

натриевых цеолитов, возникающих при взаимодействии основных магматических пород с морской водой. Она описана исследователями, изучавшими измененные базальты, долериты и габбро в разломных зонах Срединно-Атлантического хребта, где японским петрологом А.Миясиро выделена в особую "цеолитовую фацию регионального метаморфизма океанического субстрата". Рассмотрение ее выходит за круг задач данного курса.

Обзор цеолитовых ассоциаций, сделанный выше, показывает, что нет простого пути к выявлению индикаторных признаков стадийности литогенеза вообще и катагенеза, в частности. Только тщательный анализ смены в разрезе и на площади развития осадочной формации не отдельных видов, а парагенетических сообществ цеолитов вместе с сопутствующими минералами дает нам возможность в каждом конкретном случае решать вопрос о том, с какой именно генетической ассоциацией мы имеем дело.

Карбонаты

Обращаясь к индикаторным признакам карбонатов, необходимо помнить о существенных различиях в "поведении" одинаковых минералов этой группы при прочих равных условиях в зависимости от того, насколько те сконцентрированы в породе, иными словами, являются ли они породообразующими или рассеянными среди иных компонентов¹. Первый из вышеназванных вариантов относится непосредственно к минералам карбонатных пород или крупных конкремионных образований. Второй – относится к карбонатной примеси в составе глинистых, обломочных и вулканогенно-обломочных отложений, которая присутствует там либо в виде различных микровключений (обломочных, аутигенных), либо в качестве цемента, заполнившего промежутки между кластогенными частицами.

Рассмотрим вначале второй вариант, исходя из того, что исследование кластогенных отложений, как было сказано выше, наиболее результативно применительно к реконструкциям конкретных этапов эволюции бассейнов породообразования. Тут придется наперед предупредить читателя о том, что нельзя вполне уверенно полагаться на индикаторные признаки рассеянных в породе карбонатов, потому что последние бывают многостадийными и очень похожими друг на друга образованиями. Отличительные их признаки известны, однако они не всегда бывают очевидными для наблюдателя.

¹Строго говоря, сказанное справедливо и для всех остальных минеральных видов, но у карбонатов такая особенность проявлена наиболее отчетливо.

Это обусловлено тем, что карбонаты легче многих других минералов поддаются процессам коррозии вплоть до полного их растворения, а затем новой кристаллизации, регенерации, изоморфным замещениям и прочим преобразованиям, которые побуждаются малейшими изменениями концентраций растворенной углекислоты или изменениями других химических свойств межзерновых водных растворов. Очень многое зависит от химизма подземных вод. А он не остается постоянным, но определенным образом эволюционирует во времени. На его изменения существенным образом сказываются влияния вещественных составов самой водовмещающей формации, подстилающих и соседних с нею образований, а также особенностей тектонических режимов в породном бассейне.

В частности, важнейшим региональным источником двуокиси углерода в пластовых водах осадочных формаций служит окисляющееся органическое вещество. По этой причине вода, находившаяся в контакте с нефтью, принадлежит к активнейшим растворителям карбонатов.

Источником CO₂ может послужить не только концентрированное, но и рассеянное в породах органическое вещество (РОВ, см. рис. I). Вертикальные перемещения пород вглубь стратисфера, в зоны повышенных температур и давлений, создают благоприятные условия для генерации углекислоты вследствие катагенетических изменений РОВ. Детально изучавший эти процессы Н.А.Минский /17/ подчеркивал, что поскольку вертикальные перемещения пород определяются тектонической активностью, то и концентрация углекислоты находится в определенной зависимости от тектонического фактора в сочетании с величинами региональных термических градиентов: при их высоких значениях усиленная генерация CO₂ за счет РОВ начинается на меньших глубинах. В целом же диапазон глубин, на которых в условиях устойчивого погружения осадочных образований осуществляется насыщение вод углекислотой, колеблется в разнотипных бассейнах от 1,5 до 4 км. Там, где он совпадал с зоной дегидратации трансформируемого в гидрослюдку монтмориллонита (см. выше), эти процессы особенно активизировались и приводили к массовому растворению карбонатной минерализации более раннего генезиса. В результате возникали глубинные уровни вторичной десимментации в алеврито-песчаных породах. Их существование подтверждено при проходке многочисленных нефтепоисковых скважин в пределах тектонических депрессий. Н.А.Минский дал им наименование "пояса оптимальных коллекторов". Так как в пределах таких зон создавались bla-

гоприятные условия для миграции туда нефти, газа или же артезианских вод. Если по каким-либо причинам углеводороды в пояс оптимальных коллекторов не проникали, то в ходе более глубокого опускания дегементированных пород в их заполненных водой пустотах начинали активно кристаллизовываться различные аутигенные минералы, состав которых во многом был взаимосвязан с составом кластогенного каркаса. При значительном содержании терригенного кварца, например, поры, возникшие на месте растворенного кальцита, заполнялись теперь регенерационным кварцем. В иных породах поры могли быть заполнены различными глинистыми агрегатами, цеолитами, полевыми шпатами и другими минералами. То что именно так было могут подтвердить стадиально-петрографические наблюдения. Ведь в зоне оптимальных коллекторов растворение карбонатов осуществляется нередко лишь частично. И тогда удается увидеть в шлифах, как реликты кристаллов порового кальцита замещаются кварцем или иным минералом более поздней генерации.

Иногда этот процесс был неодноактен – в случаях, когда многократно чередовались условия повышений и понижений pH, тогда наблюдалась: сперва коррозия кварца кальцитом, затем – обратные соотношения, а потом – новая, еще более поздняя карбонатизация. Последняя развита в образцах пород из бассейнов, претерпевших многократные тектонические перестройки с чередованиями этапов погружений и блоковых воздыманий. Дело в том, что на этапах развития тектонических деформаций при инверсионных перестройках структура бассейна вся флюидно-поровая система становится открытой для оттока растворенных в воде газов в области пониженных давлений. Уход же CO_2 всегда благоприятствует локальному повышению pH и, как следствие, коррозии кварца и каркасных силикатов и новому аутигенному карбонатонакоплению (см. рис. 6, в). Сформировавшийся на этой стадии "поздний" кальцит (или анкерит, или доломит, или иной карбонат) образует явно наложенные, пятнистые порфиробластические включения, имеющие секущие, явно коррозионные контакты с прочими терригенными и аутигенными компонентами в породе (рис. 18, 19). Чаще всего такие порфиробласти карбонатов самой поздней генерации концентрируются вблизи швов гидроразрыва и других микротрешинок, но не всегда это бывает отчетливо заметно.

Итак, аутигенные рассеянные карбонаты не могут относиться к числу надежных индикаторов стадийности литогенеза, а сами нуждаются в доказательстве принадлежности к тому или иному этапу



Рис. 18. Пятнистое включение кристаллически-зернисто-го кальцита (Ca), наполовину заместившего обломок плагиоклаза в мелкозернистом песчанике из нижне-меловых отложений на р.Лене. Шлиф с анализатором

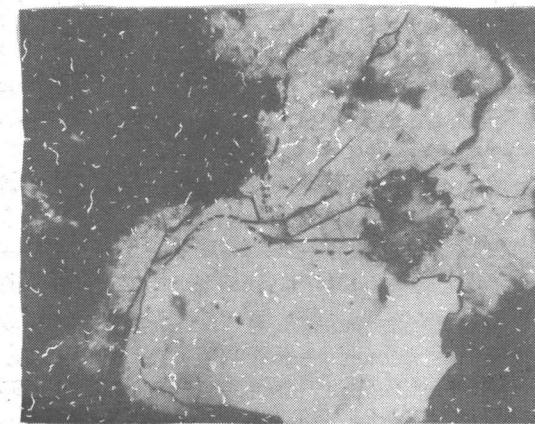


Рис. 19. Вторичный кальцит, полностью заместивший одно из обломочных зерен (контуры последнего видны благодаря темным прерывистым пленкам – реликтам пленочного глинистого цемента) и его взаимоотношения с аутигенным кварцем регенерационной оторочки вокруг соседнего кварцевого обломка. В среднезернистом песчанике из отложений триаса Предверхоянья. Шлиф с анализатором

развития бассейна породообразования по характеру их взаимоотношений с другими минеральными компонентами. В породах, где карбонаты преобладают над другими минералами, постседиментационные преобразования в большей мере зависят от изначальной генетической природы осадка, нежели от глубинных факторов в бассейне породообразования. Интересующимся этими вопросами мы рекомендуем работы В.Г.Кузнецова /21/, а из зарубежных исследователей - Дж.В.Чилингара, Х.Дж.Биссела и К.Х.Вольфа /3/.

Некоторыми исследователями предпринимались попытки оценки степени перекристаллизации карбонатных пород как показателя их катагенетической преобразованности, например А.В.Гревцевым и В.В.Ивановым (Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВНЦ СССР в г.Магадане, 1984 г.). Но их попытки по вышеупомянутым причинам не получили широкого применения на практике, хотя в некоторых разрезах однородного строения определенную корреляционную зависимость между вторичной кристалличностью и глубиной катагенеза выявить удавалось. Можно также вполне согласиться с упоминанием авторов о том, что в карбонатных отложениях процессы доломитизации, окремнения, раздромичивания, сульфатизации и другие, обусловленные изменением гидрохимической обстановки и привносом вещества, в различных регионах могут проявляться на самых разных стадиях литогенеза и, следовательно, не могут использоваться в качестве критериев при стадиальном анализе. Кроме того, перечисленные процессы не являются обязательными для всех карбонатных отложений и зачастую не проявляются вовсе.

ГЛАВА 4. НЕКОТОРЫЕ РЕКОМЕНДАЦИИ К СТАДИАЛЬНЫМ ИССЛЕДОВАНИЯМ МИНЕРАЛОВ-ИНДИКАТОРОВ ПРОЦЕССОВ КАТАГЕНЕЗА

В предыдущей главе очень кратко, а кое-где и в заведомо упрощенной форме (для более легкого восприятия фактического материала начинающими исследователями, которые должны затем пополнить свои знания, обратившись к соответствующей литературе) охарактеризованы некоторые кристаллохимические особенности у наиболее распространенных породообразующих минералов. Эти особенности содержат ценную информацию о стадийности седименто- и литогенеза. Ее надо лишь умело использовать применительно к палеогеографическим и стадиально-литологическим построениям.

Но вышеупомянутое не следует истолковывать так, будто в раскрытии индикаторных признаков единичных породообразующих минералов состоит главная цель стадиальных исследований. Это лишь

промежуточная ступень к решению более сложной задачи - установлению историко-геологической этапности формирования парагенезов аутигенных минералов и структур в отложениях различных генетических типов, залегающих в составе единых формационных комплексов (подробнее см. /34/).

Говоря об индикаторных признаках каждого минерала в отдельности, мы на время абстрагировались от взаимосвязи и взаимообусловленности преобразований многих находившихся совместно в породе компонентов. Порода - это система постоянно взаимодействующих компонентов - минеральных частиц или их агрегатов, а также РОВ и газоводных флюидов. Чаще всего исследователи об этом забывают или постулируют взаимозависимость многокомпонентных постседиментационных преобразований, не раскрывая ее на практике. Да и раскрыть ее во всем многообразии едва ли возможно с исчерпывающей полнотой. Обычно мы выделяем лишь несколько звеньев из сложнопереплетенной цепи причинно-следственных связей.

Вспомним, например, об описанных выше механизмах взаимосвязей трансформаций глинистого вещества и РОВ, по данным работ И.Д.Зхуса и В.В.Бахтина /6/. Для большей наглядности процитируем один из отрывков их текста. Там сказано, что "глинистые минералы не только способствуют битумообразованию, но и сами под влиянием этого процесса изменяются. В частности, на природных объектах экспериментально установлено, что гидрогенизация РОВ вызывает преобразование монтмориллонита в гидрослюду через промежуточных смешаннослоистых фаз ... Гидрогенизация ОВ происходит как за счет диспропорционирования, так и за счет водорода, заимствованного из окружающей среды, в результате чего в ней снижается концентрация водородных ионов - возрастает рН. В возникающей вследствие этого щелочной среде становится растворимым глинозем и возрастает подвижность кремнезема. Такие изменения обуславливают возможность удаления ионов кремния из тетраэдрических позиций монтмориллонита и замещения их менее подвижными ионами алюминия. Замена четырехвалентного катиона трехвалентным определяет появление ненасыщенной отрицательной связи, которая компенсируется ионами калия, жестко связывающими слои решетки, которая поэтому становится ненабухающей. Это и есть процесс гидрослюдизации монтмориллонита, конечным продуктом которого является гидрослюда" /6, с. 19, 20/. Как видим, процесс гидрослюдизации монтмориллонита многофакторен. Для его реализации важен и поставщик калия в растворах, без чего невозможен сам процесс, и повышение р-Т условий

Кроме того, немаловажную роль катализатора, ускорившего данные преобразования, имеет РОВ.

Выше упоминалось о "поставщике" калия, а это значит, что в преобразованиях монтмориллонита в породе тесно взаимосвязаны и иные минеральные компоненты. Ведь те из них, которые отдают калий, сами трансформируются во что-то иное, а эти их трансформации, в свою очередь, тоже на что-то влияют.

Такая цепочка причинно-следственных связей будет уводить нас все дальше и дальше по мере углубления в расшифровку механизма катагенетических процессов. В этом-то и заключается одна из главных сущностей стадиального анализа литогенеза. И начинать этот анализ надо с изучения минеральных парагенезов, а затем обращаться к парагенезам пород и генетических типов отложений в теле геологической формации.

Здесь всюду термин "парагенез" понимается так же, как он сформулирован в монографии В.И.Муравьева "Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций" /18, с. II, 12/. Это естественно повторяющееся сонахождение компонентов в конкретном геологическом теле, связанное с закономерным сосуществованием причин и факторов, ответственных за возникновение всей ассоциации этих компонентов в целом. Под "компонентами" подразумеваются либо породы (если осуществляется формационный анализ), либо минералы (если обратиться к анализу стадиальному).

В.И.Муравьев привел несколько ярких примеров, подкрепляющих тезис о том, что исследование минеральных ассоциаций, а не единичных минералов-индикаторов повышает достоверность сделанных литологом выводов. "Так, кристобалит, являющийся продуктом последовательного низкотемпературного изменения кремнезема в ряду опал-кварц (Flörke, 1967; Mizutani, 1967) и, вместе с тем, возникающий при девитрификации стекол, сам по себе не является достаточно достоверным индикатором для реконструкции исходного вещества, но в ассоциации с монтмориллонитом и цеолитами (не являющимися продуктами низкотемпературного видоизменения кремнезема) многоократно увеличивает достоверность вывода об исходном веществе породы" /18, с. 12, 13/. "Таким образом, сонахождение (парагенез) новообразованных цеолитов, монтмориллонита, опала и кристобалита позволяет с высокой степенью достоверности исключить какие бы то ни было источники или процессы, кроме процесса низкотемпературного изменения стекол в условиях застойных грунтовых вод" /18, с. 13/.

Интересующихся подробнее всем логическим ходом рассуждений, приводящих к подобным выводам, адресуем к работам /3, 5, 18, 32, 34/. Здесь же ограничимся лишь краткими рекомендациями относительно того, как удобнее синтезировать результаты стадиального анализа на начальном этапе изучения разреза осадочной толщи.

В детально описанном разрезе опробуются по возможности все главнейшие пачки пород и из каждой пробы изготавливаются по несколько шлифов и дублирующих шлифы препаратов для лабораторных рентген-дифрактометрических, электронно-микроскопических и других прецизионных исследований. Данные о минеральных новообразованиях, специфике их кристаллохимического строения, изоморфизма и других типоморфных признаках наносятся условными символами справа от стратиграфической колонки. Обычно эти данные фиксируются в виде вертикальных линий, толщина которых пропорциональна частоте встречаемости того или иного аутигенного минерала или конкретной вторичной структуры. Желательно рядом с полученными таким способом графиками показать уровни измерения степени углефикации органического вещества (если таковыми сведениями располагают), а также сведения о физико-механических свойствах пород (гористости, прочности на сжатие, проницаемости и др.). Отчасти об этом написано выше, в гл. 2.

В конечном итоге в разрезах более или менее отчетливо намечаются уровни зональности постседиментационных преобразований (см., например, рис. I3 в книге /34/). Сравнивая между собой разнотипные генетические типы отложений на границах разных уровней литогенеза, можно оценить степень влияния изначальных седиментационных особенностей на последующий ход процессов катагенетического минерало- и структурообразования. Сравнивая же однотипные породы в разобщенных разрезах, можно коррелировать зоны катагенеза на площади развития исследуемой формации, выясняя соотношение этих зон со стратиграфическими, фациальными и формационными границами. А это - важный шаг к реконструированию влияний изначальных скоростей и палеоглубин погружения породы, а также последующих тектонических дислокаций и других факторов на специфику процессов породообразования в изучаемом бассейне.

ГЛАВА 5. ВОПРОСЫ ТИПИЗАЦИИ ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Проблема типизации постседиментационного породообразования (или собственно литогенеза, в трактовке этого термина по /27/) приобретает особую актуальность при современном, генетическом подходе к исследованию осадочных комплексов и связанных с ними полезных ископаемых. Она переживает ныне состояние поиска методов и путей к ее решению. Особняком выделяются вопросы типизации образований, принадлежащих к самой ранней стадии литогенеза (т.е. диагенетических) и постдиагенетических. На первых мы остановимся очень кратко, поскольку они к настоящему времени разработаны наиболее полно. В то же время, не учитывать их нельзя, потому что все процессы катагенеза и метагенеза не могут быть правильно поняты в отрыве от познания предшествующих им этапов формирования породы из исходного осадка.

К характеристике механизмов многотипных диагенетических проявлений неоднократно обращался еще Н.М.Страхов /25/. Со времени опубликования его работ у нас стало общепризнанным положение о том, что на возникновение конкретной геохимической среды, управляющей всем ходом процессов превращения осадка в породу и формированием определенных минеральных парагенезов, сильные влияния оказывают: количественное содержание и качественный состав органического вещества (OB), рассеянного либо сконцентрированного в осадке; вещественный состав прочих седиментационных компонентов (обломочных, вулканогенных, хемогенных и биогенных); газовый режим и химизм иловых вод. Перечисленные факторы взаимосвязаны и находятся в прямой зависимости от климатических и ландшафтно-фаунистических условий седиментации. В согласии с этими идеями были представления Ж.Милло (1964 г.), который на богатом фактическом материале продемонстрировал конкретные результаты воздействия различных климатических и ландшафтных сред на развитие таких процессов, как трансформация глинистых минералов деградационной либо аградационной направленности, новообразования из растворов за счет коррозии неустойчивых к данной среде компонентов, и "механическое унаследование" устойчивых седиментогенных минералов.

Синтез данных о многообразии проявлений диагенеза в зависимости от особенностей бассейнов седиментации содержится в работах Н.В.Логвиненко. Им были описаны геохимические модели процессов породообразования применительно к пяти типам диагенеза, в различных вариациях имеющим место в терригенных, карбонатных и

кремнистых отложениях. Выделялись два типа "восстановительного диагенеза" (I и II), "окислительный" (III) и два "переходных" (IV и V). Из них I в настоящее время проявляется в морских и океанских отложениях при континентальной полосы, и в осадках лагун, заливов с нормальной или повышенной соленостью, содержащих большое количество свежего реакционноспособного OB (более 5-10%) гумусового и сапропелевого типов. В данном случае диагенез от начала до конца осуществляется в восстановительных щелочных условиях при интенсивной редукции сульфатов поровых вод анаэробными бактериями. Образуются: сероводород, сульфиды железа и некоторых тяжелых металлов; выделившаяся при сульфат-редукции и удаляемая из осадка углекислота способствует формированию карбонатов (хотя часть ее восстанавливается до метана некоторыми бактериями). Диагенез II типа присущ осадкам с таким же большим содержанием OB, но в условиях опресненных внутренних морей, заливов или лагун, а также озер и болот на континенте. Здесь процессы породообразования развиваются по глеевому типу, с формированием карбонатов железа, марганца и некоторых тяжелых металлов. Диагенез III типа ("окислительный") присущ очень широкому диапазону ландшафтных условий: морским осадкам приливно-отливной зоны или мелководью с активной гидродинамикой, а также осадкам ложа океана, содержащим менее 0,5% OB (как правило, инертного и нереакционноспособного), а также аллювиальным, делювиальным и эоловым существенно песчаным отложениям континентальной суши. Там постоянно господствуют окислительные и преимущественно щелочные обстановки, при которых происходит образование окисных и гидроокисных соединений железа, марганца, некоторых малых и редких элементов, а при наличии примеси пирокластики монтмориллонита и цеолитов.

"Переходный" IV тип диагенеза свойствен осадкам тех приконтинентальных зон морей и океанов, где содержится относительно небольшие количества OB (1-2%). В таком случае в верхних горизонтах ила (мощностью от первых сантиметров до нескольких метров) диагенез начинается при окислительных щелочных условиях, возникших благодаря интенсивному обмену между поровыми и богатыми кислородом наддонными водами. Там возникают окисные и гидроокисные соединения железа и марганца. Они поступают в совершенно иные условия - восстановительные щелочные (до нейтральных), где сразу же активизируется редукция сульфатов бактериями с возникновением сероводорода и сульфидов, сосуществующих с карбонатами железа и марганца. Следующий V тип выделялся Н.В.Логвиненко в пере-

ходных областях между пелагическими окисленными осадками и восстановительными образованиями приконтинентальных участков морского бассейна, на которых количество ОВ не превышало 1-2%. Там нередко диагенез начинается в восстановительных щелочных условиях, но затем, когда потенциал всего органического вещества оказывается израсходованным, а осадок подвергается перемешиванию течениями либо биогидротурбированием, процессы минералообразования завершаются в окислительной среде. При этом может происходить формирование фосфатных минералов и глауконита, а затем хлоритов (уже в окислительных условиях); местами фиксируется повышение концентраций бора, фтора, бария и стронция. Именно такие преобразования осадка не все исследователи относят к типично диагенетическим. В частности, В.Т.Фролов /29/ относит их к категории гальмировитических процессов "подводного выветривания", осуществляемых в самом верхнем слое осадка во время длительных пауз в седиментации.

Какой бы точки зрения в данном случае не придерживаться, не остается сомнений в том, что в стадию катагенеза поступает в различной степени измененное вещество, начальные преобразования которого в значительной мере обусловливаются ландшафтно-климатическими условиями. Очень многое зависит от конкретного типа бассейна седиментации.

Не повторяя в деталях существа и многообразия происходящих там процессов, адресуем читателя к работам /12, 29/. Но добавим, что начиная с 60-х годов отдельные литологи (А.Г.Коссовская и В.Д.Шутов, затем Г.А.Каледа), а теперь многие исследователи привлекают внимание к другому аспекту – степени влияний на диагенез тектонических режимов формирования осадочных бассейнов. Оказалось, что в некоторых случаях такое влияние может даже отодвигать на "второй план" воздействие климатических факторов или, по крайней мере, вносить в них свои существенные коррективы.

Примеры этого можно найти в работах о литогенезе миогеосинклинальных терригенных формаций /34/, где показывается, что в тектонически мобильных условиях при быстром погружении осадка (ниже зоны диагенетических преобразований) его компонентный состав не успевал приобрести минералогически равновесное, "зрелое" состояние. В данных случаях специфические условия седиментации, а именно "мобилизация гигантских масс полиминеральных кластогенных компонентов с больших площадей, лавинные темпы их накопления в авандельтовых конусах выноса и обусловленная этим незавершенность диагенетических процессов – предопределили своеобразие катагене-

тических новообразований в формируемых породах. Прежде всего, благодаря обилию там глинистых компонентов создаются благоприятные условия для элизионных процессов с высвобождением огромных количеств H_2O и SiO_2 в результате трансформаций смектитов в гидрослюду или хлорит, а нередко и для исчезновения седиментогенных рассеянных карбонатов вследствие их гидролиза, с последующей кристаллизацией вторичных карбонатов в полостях трещин или в межзерновых промежутках пород-коллекторов и др.

Вместе с тем, физико-химические процессы литогенеза проявлены здесь своеобразно. В частности, на уровнях развития турбидных (флишоидных) комплексов отложений, их литогенетические преобразования осуществлялись отлично от модели классического элизионного катагенеза вследствие весьма частой расслоенности глин алеврито-песчаными породами. Полимиктовый состав последних и насыщенность рассеянным органическим веществом создают реакционноспособную среду, при которой песчаники не являются только "пассивными" коллекторами газоводных флюидов, но сами они становятся активными генераторами необходимых для аутигенного минералообразования веществ, мобилизуемых в результате гравитационной коррозии и внутрислойных растворений обломочных каркасных силикатов и кварца. Конкретный состав парагенезов аутигенных минералов зависит, таким образом, и от конкретного петрографического типа песчаных и глинистых отложений и от меняющихся глубинных р-Т параметров.

Последнее обстоятельство приводит к формированию определенной зональности постдиагенетических минеральных и структурных преобразований, которые наиболее контрастно выражены в песчаных породах, а потому и устанавливаются в миогеосинклинальных комплексах значительно отчетливее, чем во многих иных осадочных формациях (исключение составляют лишь угленосные формации, где зональность литогенеза проявлена еще более наглядно). Особенно полно такая зональность устанавливается в разрезах кварцево-грауваккового и аркозо-грауваккового состава, принадлежащих осадочным бассейнам пассивных континентальных окраин. Классическим примером служат отложения верхоянского комплекса (поздний палеозой, триас, юра), где смена зон минеральных парагенезов, отражавших стадии катагенеза-начального метаморфизма включительно, наиболее отчетливо выражена. Многокилометровые мощности, вещественная изменчивость в данном случае не были непреодолимыми препятствиями для региональной корреляции вышеупомянутых зон относительно стратиграфических и фациальных границ внутри осадочных формаций.

Методологический подход к осуществлению такой корреляции основан на принципах системного анализа /34/. Сущность его сводится к комплексному раскрытию типоморфных признаков как отдельных минералов-индикаторов стадийности литогенеза, так и последовательной сменяемости парагенезов минеральных компонентов, постседиментационных структур и текстур на разных уровнях организации вещества: не только применительно к отдельным минералам и литологическим типам пород (изучаемым оптическими и прецизионными методами), но и путем синтеза этих стадиальных наблюдений на фациальном и формационном уровнях, с обязательным учетом историко-геологических данных об эволюции бассейна и возникновении на его месте складчатой области в целом (см. рис. 3, 4). Данные о литологической зональности наносятся на литолого-фациальные и формационно-палеотектонические профили (см. рис. 7).

Одним из главных звеньев межформационной корреляции зон литогенеза служит при этом сравнительный анализ преобразований разобщенных между собой в разрезе или на площади, но генетически однотипных отложений. К ним относятся, в первую очередь, мелко-среднезернистые песчаные образования зерновых потоков, так как они в большем или меньшем количестве присутствуют практически повсеместно. Вместе с тем, благодаря своей изначально высокой пористости и отсутствию тонкопелитового матрикса, именно эти отложения являются "концентраторами" разнообразнейших аутигенных минералов-индикаторов условий литогенеза. Анализируя их, однако, следует всегда учитывать также влияние со стороны преобразуемых соседних с ними прочих фациальных типов осадков, так как все эти процессы взаимосвязаны.

Специальные исследования /34/ показали, что и в миогеосинклинальных терригенных формациях некоторое своеобразие конечных продуктов литогенеза определяется генетической природой исходного осадка. Однако здесь интенсивные темпы седиментации и постседиментационного погружения в значительной мере (хотя и не полностью) нивелируют специфику литогенетических преобразований в изначально разных генетических типах отложений.

Итак, вполне очевидно, что не без влияния тектонических сил преемственность между диагенетическими и катагенетическими процессами может быть явной в одних условиях или замаскированной в других. Наиболее замаскированы они в складчатых областях, где степень конечных (метагенетических или раннеметаморфических) изменений пород обусловлена не столько палеоглубинами их погруже-

ния в доскладчатом миогеосинклинальном бассейне, сколько процессами глубинной термальной активизации, обычно вдоль тектонически ослабленных участков пересечения крупных разломов (в Верхоянье таковыми были разломы в плечевых частях палеорифтов докембрийского или раннепалеозойского возраста, активизированные в периоды деструктивных тектонических перестроек породного бассейна на рубеже между палеозойской и мезозойской эрами и в конце мезозоя /34/).

В данном случае мы имеем дело как бы с "саморазвивающейся" сложнейшей физико-химической системой, и для ее деструктивных преобразований необходимы глубинные тепловые импульсы. В этом случае серьезными активизаторами литогенетических процессов могут сыграть потоки мантийных флюидов. Однако значение их можно сравнить с ролью своеобразного "стартера", дающего только импульс к реализации больших резервов, заложенных внутри самого "двигателя" — флюидно-породной системы бассейна породообразования.

Отсюда же следует, что в данной системе процессы катагенеза, а также метаморфических и локальных эпигенетических процессов так тесно переплетаются между собой, что разработать простые и ясные критерии диагностики перечисленных стадиальных преобразований осадочных пород просто нет возможности. Но искать пути для более или менее уверенного их опознания необходимо.

К разработкам классификаций постдиагенетических преобразований осадочных пород на протяжении последних 10-15 лет обращались А.Г.Коссовская, В.Д.Шутов, Г.А.Каледа, А.К.Лисицын, А.Е.Лукин, В.Т.Лукьянова, Ю.Р.Мазор, А.А.Махнач, З.З.Ронкина и Е.Г.Бро, Б.А.Соколов, В.Н.Холодов, В.Н.Шванов, автор и другие литологи. Самый большой перечень и обстоятельный анализ созданных ими к концу 80-х годов схем типализации катагенеза приведен в монографии А.А.Махнача /14/. Большинство из них сводилось всего лишь к трем группам, в зависимости от выбранного в качестве классификационной основы "ведущего" фактора породообразования, а именно: 1) термобарического, 2) гидрохимического и 3) обоих совместно. Сам упомянутый исследователь считал наиболее перспективным третье направление, предложив свою очень детально проработанную на конкретных геологических объектах (преимущественно в платформенных и рифтогенных тектонических впадинах) модель процессов разнотипного катагенеза, исходя из которой логично объясняются механизмы локализации многих видов полезных ископаемых. Избранный им путь классификации процессов состоял в учете воздействия на оса-

дочные породы подземных вод разного генезиса, отличных по характеру минерализации, ионному и газовому составу. Выделенные таким способом таксоны процессов (типы, классы, семейства и др.) объединялись А.А.Махнечем в эволюционные ряды, характеризующие общие направления геологического развития бассейна, формации, горизонта. Таким образом, гидрогеохимический аспект, рассматривающийся в комплексе с другими факторами, имел все же главное значение классификационное значение: "Методологической основой концепции служит рассмотрение арен катагенеза как водоносных систем в противовес традиционному подходу к этим аренам как литологическим единицам (формациям, толщам, горизонтам)"/14, с. 32-33/. Этот аспект былложен и в основу более ранних теоретических разработок В.Н.Холодова /31, 31/ (см. рис. I). Но многие литологи продолжают искать иные пути, опираясь в первую очередь на традиционную оценку глубинных р-т параметров подобно тому, как поступают исследователи метаморфизма.

В настоящее время, по мере углубления нашей информированности в области стадиальных исследований, возникает, казалось бы, парадоксальная ситуация: не уменьшается, а возрастает число неувязок при попытках коррелировать между собой различные модели типизации литогенеза, в особенности там, где мы обращаемся к межрегиональным сопоставлениям или же к сравнениям катагенеза ОВ и вмещающих пород. Увязка разных схем достижима пока что в самых общих чертах – применительно к рекогносцировочным и мелкомасштабным построениям. Но такое состояние проблемы представляется вполне естественным и неизбежным, потому что любая из создаваемых на генетической основе схем литогенетических новообразований базируется всего лишь на одном или двух-трех классификационных критериях тогда как в действительности литогенез много faktorен. А потому любое представление о главенстве какого угодно в отдельности выбранного фактора будет представлять дедуктивное построение, в которое исследователь неизбежно привносит элементы субъективизма.

Сознавая это, автор склонен отдать предпочтение таким типизациям, которые базируются на каком-либо признаке, и н т е г р и р у ю щ е м влияния, если не всех, то, по крайней мере, большого числа разнородных действий на единую породу. Данному критерию отвечает тип конкретного тектонического режима. Им, в первую очередь, обусловлены активизации глубинных флюидных потоков, термальных, стрессовых и множества иных, зачастую непознанных нами

и не доступных прямым наблюдениям факторов, оказывающих суммарное влияние на весь ход литогенетических процессов и на их конечные результаты. Вместе с тем, имеют место также и обратные связи: влияния упомянутых процессов на формирование породных дислокаций, а в определенных условиях даже на превращение всего породного бассейна в складчатую систему.

Отсюда вовсе не следует утверждение об обязательности универсализации типизаций литогенеза только по тектоническому принципу. Надо помнить о том, что постседиментационные преобразования обусловлены сочетаниями факторов эндо- и экзогенной природы, из которых хотя и многие, но не все находятся под прямым влиянием тектонических сил. Поэтому схемы, созданные на любой иной основе не утрачивают своей актуальности. Напротив, они очень нужны для того, чтобы применявших их совместно к одинаковым природным объектам, получить возможность глубже постигнуть механизм многопричинных процессов порообразования (и рудообразования, в том числе).

Геотектонический принцип типизации литогенеза может послужить в данном деле связующим звеном между прочими схемами. К нему в глобальном масштабе впервые обратились в 1976 г. А.Г.Коссовская и В.Д.Шутов.

Ими были раскрыты общие закономерности развития зональности постседиментационных преобразований осадочных толщ применительно к четырем крупнейшим структурным элементам Земли: 1) областям с корой континентального типа, 2) окраинным зонам континентов с высокими значениями теплового поля, 3) активным зонам континентов с аномально-высокими давлениями и 4) океанам.

Данная схема может быть детализирована путем выделения в ней более дробных классификационных единиц – типов, подтипов и разновидностей преобразования пород. Автор предлагал свой вариант типизации применительно к части бассейнов порообразования – внутри и окраинно-континентальных. Главным звеном этой схемы – геологическим типом литогенетических преобразований (ГТЛ) – представлялось такое закономерное соотношение зон минеральных и структурных новообразований со стратиграфическими и фаунистическими границами в толще осадочных пород, которое было порождено комплексом термодинамических и гидрохимических обстановок в стратисфере, обусловленных конкретными особенностями геологического развития бассейна порообразования или его участка. Выделенные согласно этому определению ГТЛ могут объединяться в более крупные группы (надтипы): региональных фоновых, регионально и локально наложен-

ных преобразований пород. К первым относился единственный ГТЛ - тип погружения, разделяемый на три подтипа в зависимости от характера погружения: 1 - равномерного вялого, 2 - равномерного интенсивного и 3 - прерывистого (соответственно, в пределах синеклиз, авлакогенов либо миогеосинклинальных впадин и инверсионных окраинно-платформенных структур типа валов и др.). Региональный наложенный литогенез вызывается процессами термодинамической активизации и развит преимущественно в складчатых областях или вдоль глубинных тектонических швов на сочленении этих областей с платформенными. Он включает два ГТЛ - динамо-термальный и термальной активизации. Локальные же наложенные преобразования отличаются малыми площадями их проявления и нередко более четко выраженной связью с источниками их породившими: механическими дислокациями близ шва разрыва, контактовыми воздействиями магматических тел и др.

Всем этим ГТЛ свойствен набор типоморфных признаков (к числу которых принадлежат определенные соотношения литогенетической зональности аутигенных новообразований, изменений ОВ со стратиграфическими и фациальными границами - см. /34/, но целый ряд признаков бывает конвергентен, а потому конкретная диагностика типов не проста. Она требует анализа множества данных - историко-геологических, фациально-палеогеографических и стадиально-петрографических во всей их совокупности. Остановимся, к примеру, на некоторых особенностях постдиагенетических преобразованиях двух ГТЛ: интенсивного погружения и динамотермальной активизации. Оба они были проявлены на разных стадиях эволюции терригенных формаций верхоянского складчатого комплекса мезозойда, как было подробно описано в работах /34/.

В соответствии с режимами газоводных флюидов и термобарическими условиями в данном случае можно обособить следующие категории процессов литогенеза и наложенных на него вторичных изменений пород.

Во-первых, это преобразования, осуществляемые в условиях формирования миогеосинклинальных впадин. Они осуществляются вначале в системе, которая очень близка к замкнутой, т.е. без заметных притоков флюидов извне и практически без оттока (точнее, с очень слабым их оттоком) из нее, если не считать внутрипластовой миграции или перемещений между пластами вследствие возникновения аномально высоких пластовых давлений. К данной категории принадлежат, прежде всего, региональные ГТЛ интенсивного погружения.

Здесь преобразования толщи пород в целом осуществляются без коренных изменений ее валового химического состава, в первую очередь, за счет компонентов самих пород (их петрофонда). Формируется четкая вертикальная зональность минеральных парагенезов, приобретающая по мере углубления "растянутый" характер вследствие сильно наращиваемых мощностей зон глубокого катагенеза. Гидрохимические режимы полностью отвечают элизионным системам. Они способствуют очень существенным перераспределениям вещества, но внутри самой системы. Напомним об этом, привлекая наиболее типичные примеры процессов, свойственных данной системе.

Накопление растворенной в воде углекислоты (источниками ее служат постседиментационные преобразования ОВ и отдельных минеральных компонентов) вызывает массовое растворение в терригенных породах карбонатов седиментогенной или раннедиагенетической природы. Значительно позже, при смене тектонических режимов прогибания инверсионными движениями (с появлением в системе "открытости" - возможностей для массового оттока углекислоты), потенциальные запасы карбонатного материала реализуются на совершенно иных уровнях разреза осадочной толщи. Не меньшее по своим масштабам перераспределение вещества стимулируется при вхождении пород в область температур порядка от 85 до 120° в результате трансформирования монтмориллонита в гидрослюду через ряд промежуточных смешанных слойных фаз, что было рассмотрено выше.

Гидрослюдизация монтмориллонита мобилизует огромные количества вы свободившейся воды, влияние которой на литогенез очень значительно. Как показали исследования З.А.Кривошеевой, при переходе погружающихся глинистых пород через изотермы в 60-65° и 85-90° скачкообразно меняются физико-механические свойства по причинам, вызванным дегидратацией глин, а также изменениями видов и свойств самой воды - ростом ее химической агрессивности по мере вхождения в зоны растущих термобарических нагрузок. Там вместе с поступлением все новых порций свободной воды повышенной агрессивности начинает нарушаться равновесие между относительно устойчивыми компонентами. В вышеупомянутых аномальных горизонтах многочисленными наблюдениями литологов подтверждаются не только исчезновения тонкозернистых скоплений карбонатов, но даже признаки коррозии у обычно весьма труднорастворимых глинистых частиц. Такие явления способствуют формированию на больших глубинах горизонтов расщемленных обломочных пород. А те, в свою очередь, погружаясь еще глубже, представляют собой

коллекторы, благоприятные для привноса туда из глин воднорасторимых форм кремнезема или иных минеральных соединений, а при благоприятных для того условиях – жидких углеводородов.

Конечно же, замкнутой такую систему можно считать лишь с условными допущениями, а не в абсолюте. Состав отдельных ее литотипов может сильно меняться, но в пределах границ формации все эти изменения стремятся к уравновениванию, потому что главный источник поступления вещества в растворы – это петрофонд осадочной формации. И между ним и химизмом петрогенных растворов устанавливаются обратные связи. Если теперь обратиться к терминологическим проблемам, то, по-видимому, именно такие постдиагенетические преобразования следует именовать типичным катагенезом или, как предлагал автор /34/, "катагенезом погружения".

При вхождении данной системы в еще более напряженные термобарические условия (глубже изотермы в 200–250°) элизионный режим гидрохимических процессов сменяется иным – диффузионно-метасоматическим. При этом формируются образования "метагенеза погружения", подробно проанализированные в /34/.

Другая категория постдиагенетических процессов представляет собой наложенные преобразования динамотермальной или термальной активизации, а также локальные изменения осадочных пород. Все они объединяются одним общим для них признаком, а именно: преобразования пород осуществляются в открытых системах, при активном оттоке или притске туда флюидов извне. Здесь обособлены две разновидности открытых гидрохимических систем: в условиях высоких и низких значений термобарических параметров.

Характернейшим представителем первого из них служит ГТЛ региональных преобразований динамотермальной активизации. Для их возникновения, как уже отмечалось, нужен мощный эндогенный тепловой импульс, порождающий всевозможные гидроразрывы и другие пути к дальним миграциям сконцентрированных в бассейнах порообразования собственных (петрогенных) флюидов (см. рис. 7, нижний). Отток их осуществляется в направлении пониженных давлений, не только вдоль швов разломов, но также и сквозь толщу самих пород по системе ветвящихся трещин гидроразрыва, частным проявлением которых представляются структуры дифференциального скольжения в кливажированных метапесчаниках и метаалевролитах.

Отток флюидов стимулирует метаморфогенные процессы /18/. Такой механизм взаимодействия "флюид–порода" стал ныне предметом специальных исследований зарубежных петрологов Б.Дж.Вуда, Дж.В.

Уолтера, Дж.М.Ферри и др. Новизну их подхода к проблеме ясно сформулировал А.А.Маракушев, подчеркнувший важность рассмотрения метаморфизма главным образом в аспекте его физических Т–Р параметров, которые влияют на мобилизацию летучих компонентов (H_2O , CO_2), первично содержащихся в породах. При подогреве снизу летучие компоненты могут образовывать конвективные ячейки (при небольшой глубинности) или (при большой глубине метаморфизма) отгоняться вверх в виде одноразовых флюид–потоков. В анализ метаморфизма при таком подходе к нему включаются количественные соотношения метаморфизуемой породы и содержащихся в ней флюидах компонентов. Именно в таком аспекте состоит сущность нового подхода к исследованиям раннеметаморфических проявлений, потому что отечественными петролагами, как правило, эти соотношения не учитываются, так как метаморфизм они связывают с воздействием на породы не только температуры и давления, но и ювелирных флюидов глубинного (подкорового) происхождения. Последние же могут сыграть роль только стимуляторов к активизации собственных энергетических ресурсов внутри крупных осадочных бассейнов.

В данном случае почти совершенно такие же структурно–минеральные новообразования осадочных пород, какие характеризуют собой стадию метагенеза погружения (явления различных метасоматических замещений на контактах предельно уплотненных терригенных частиц, структуры бластеза кварца либо "шиповидных" и "бородатых" врастаний слюд внутрь зерен каркасных силикатов и др.) бывают свойственны самим начальным проявлениям зонального метаморфизма. Их логично было бы относить к категории в первичных изменениях осадочной породы, противопоставляя естественному ряду первичных постседиментационных преобразований, осуществляемых очень постепенно, в течение длительного погружения породы¹. Вторичные же изменения генерируются в результате динамотермальных активизаций и в условиях открытости системы. Они осуществляются импульсивно, носят наложенный характер.

Однако однозначно разграничить первичные и вторичные новообразования практически очень трудно. Главная трудность в таком деле обусловлена конвергентностью очень многих типоморфных признаков, например, вышеупомянутых структурно–минеральных парагенезов начального метаморфизма и метагенеза ГТЛ погружения в терригенных

¹ Во многих работах все проявления постдиагенетических стадий названы "вторичными изменениями пород", с чем автор не может согласиться.

отложениях. По данной проблеме в наших прежних работах писалось о том, что различить эти два генетически разных вида метагенеза путем стадиальных исследований обособленных образцов пород или даже обособленных разрезов не представляется возможным. Сделать это дает возможность только картирование зональности постседиментационных преобразований на детально изученной формационной основе. В таком случае различия выявляются путем анализа соответствия или несоответствия в простирациях границ между зонами постседиментационных преобразований, с одной стороны, и формационными и стратиграфическими подразделениями – с другой (см. рис. 7). В случаях их явного несовпадения вплоть до резко сокращающих контактов, можно уверенно считать, что мы имеем дело с наложенными зонально-метаморфическими изменениями пород. А при согласных или почти согласных простирациях литогенетических и формационно-стратиграфических рубежей мы имеем дело с ката- или метагенезом типов погружения.

Сейчас появляются новые данные о конкретных стадиально-петрографических различиях вышеупомянутых видов метагенеза, которые позволяют в конечном счете менее сложными построениями для их опознания. Сюда относятся, в первую очередь, преобразования терригенного и аутигенного кварца, доступные наблюдениям с помощью обычных поляризационных микроскопов. Обратимся к ним особо.

Если обратиться к одной из фундаментальных сводок, касающейся множества типоморфных стадиальных признаков кварца, в работах И.М. Симановича /24/, мы увидим, что в числе характерных типоморфных признаков метагенеза названы: структуры рекристаллизационного или рекристаллизационно-грануляционного бластеза, появление дельфинейских двойников, определенные виды пластических деформаций кристаллической решетки, в том числе, похожих на трещинки псевдоспайности линейных газово-жидких включений или так называемых "полосок Бема" (см. рис. 6, г). После проведенного автором сравнения шлифов близких между собой по исходному составу песчаников из зон метагенеза в бассейнах с контрастноразными тектоническими обстановками выяснилось, что вышеперечисленные признаки проявлены там весьма неодинаково. Если взять к примеру метапесчаники из зон ГТЛ динамотермальной активизации в отложениях верхоянского комплекса, то там все эти перечисленные типоморфные признаки развиты очень стяжливо. А если наблюдать песчаники близкого состава не в складчатой области, а в рифтогенной впадине, практически не испытавшей инверсионных тектонических

перестроек, то там наблюдается иная картина. На нее мы обратили внимание в процессе изучения раннемезозойских кварцевых граувакк в Ново-Уренгойской сверхглубокой скважине на глубинах 5 и 6 км. Там наблюдался бластез (преимущественно рекристаллизационного типа) на контактах сильно регенерированных кварцевых обломков песчаной размерности. Но там же в гораздо меньшей мере были проявлены пластические деформации и совсем не встречено "полосок Бема", сингенетичных литогенетическим преобразованиям. В тех же породах трещины гидроразрыва и сутурные швы имели простирации близкие к плоскостям наслаждения. Каких-либо признаков зарождения сланцеватости, не совпадающей с направлением слоистости (как это нередко наблюдается в породах складчатых областей) здесь не отмечено.

Думается, что с течением времени будут выявлены более подробно признаки отличия разнотипных метагенетических преобразований.

Но уже теперь становится очевидным, что следует различать разнотипные внешне сходные последиагенетические образования разных геотектонических обстановок. Во-первых, это конечный этап литогенеза погружения в авлакогенах, рифтовых впадинах и миогеосинклинальных прогибах до начала их инверсионно-складчатых преобразований – собственно метагенез. Породы этой стадии свойственны: предельная уплотненность, с господством инкорпорационно-регенерационных структур, искажающих изначальную форму большинства терригенных частиц; с наличием ветвистых трещин гидроразрыва; с массивным окварцеванием периферии зерен полевых шпатов, с проявлениями рекристаллизационного (редко рекристаллизационно-грануляционного) бластеза кварца, "шиповидных" структур; с полным замещением терригенного биотита серицито-хлоритовыми пакетами и др. (см. рис. 6, г, д; 9).

Во-вторых, это метагенез динамотермальной активизации, представляющий собой ареалы вокруг зон метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой стадий, контролируемые участками тектонических нарушений, как было описано в Верхояно-Колымской складчатой области /34/ (см. рис. 7). Это области массового развития рекристаллизационно-грануляционного бластеза, "полосок Бема" и других новообразований в кварце, а также и сланцеватых текстур, имеющих явное генетическое сродство с тектоническими дислокациями, стимулированными глубинными флюидно-термальными воздействиями на осадочные породы (см. рис. 6, е; 10, II).

Совсем иначе осуществляются процессы вторичного изменения

пород в открытой низкотемпературной системе (это последний из описанных выше ГТЛ - локальный гидротермально-метасоматический, а также региональный ГТЛ прерывистого погружения в отложениях чехла платформенных окраин, в орогенных и других структурах). Механизм их отвечает всем признакам "инфилтратационного катагенеза" /30/, или "регressiveного эпигенеза" Л.Б.Рухина и А.В.Копелиовича /7, 23/, собственно "эпигенезу", по В.Т.Лукьяновой, А.К.Лисицину и др. Сущность же их состоит в том, что активно циркулирующие по ослабленным зонам в породах воды и сами водовмещающие отложения своим геохимическим свойствам являются антиподами. Привносимые издалека в растворах вещества осаждаются там на геохимических барьерах, иногда способствуя формированию рудных концентраций различных металлов инфильтрационного генезиса. В ряде случаев такие процессы смыкаются с гипергенными. Сюда же относятся явления вторичной децементации и карбонатизации терригенных пород, связываемые Н.А.Минским /17/ с этапами инверсионных блоковых воздыманий погружавшихся перед тем впадин и порожденной тектоническими перестройками активизаций гидрологического режима. Последняя способствует оттоку растворенной в воде углекислоты и выпадению из растворов карбонатных минералов, корродирующих терригенный материал.

В складчатых областях подобные этим новообразования бывают наложены и на ГТЛ регионального катагенеза погружений, и на ГТЛ динамотермальной активизации (см. рис. 18, 19) в узких полосах гидротермальной инфильтрационной проработки пород вдоль зон трещиноватости, разломов или границ стратиграфического несогласия внутри осадочной толщи. Тем самым еще более усложняется и без того достаточно неоднородная зональность постседиментационных преобразований вышеупомянутых ГТЛ. Наложенные на них метасоматические изменения, обычно регressiveной направленности, известны на многих участках складчатых систем как "зоны аргиллитизации", "зоны карбонатизации". В ряде случаев их продукты могут быть весьма похожими на древние коры выветривания. Под микроскопом в шлифах из таких пород удается заметить признаки децементации (вследствие коррозии обломков и растворения ранних карбонатов и других аутогенных минералов), а также явные признаки метасоматического замещения части минералов крупночешуйчатым каолинитом или хорошо окристаллизованными агрегатами карбонатов (кальцита, анкерита, сидерита) позднейшей генерации. Породы внешне осветляются, становятся непрочными, легко дробящимися.

В более слабых проявлениях локальные метасоматические изменения пород встречаются практически повсеместно на территориях развития складчатого миогеосинклинального комплекса. О них кратко упоминалось в /34/ при стадиальной характеристике зон метаморфизма в пределах Орулганской секции Верхоянского мегантиклиниория и в других местах. Имеются в виду порфиробластические включения ромбоэдров анкерита, которые имеют резко несогласные (секущие) границы по отношению к любым контактам между обломочными минералами и цементирующими веществом в метапесчаниках, являясь тем самым наиболее поздними по отношению ко всем остальным структурно-минеральным новообразованиям катагенетической и раннеметаморфической стадии. В отдельных образцах пород верхоянского комплекса скопления вторичных карбонатов более или менее явно тяготеют к ветвящимся трещинкам, сутурным швам или к другим образованиям гидроразрыва, хотя приуроченность эта бывает отчетливо выраженной не везде. Иногда вторичным является не сидерит или анкерит, а хорошо окристаллизованный кальцит, тяготеющий к границам между минеральными частицами и в особенности зернам натрий-кальциевых плагиоклазов и амфиболов, по которым он стремится формировать псевдоморфозы. Наличие сидерита, анкерита в одних случаях или кальцита - в других находится в зависимости от степени железистости самой исходной породы. Новообразования такого типа находятся как бы вне общих закономерностей региональной зональности литогенеза, что позволяет нам синхронизировать их с самыми поздними этапами времени геологической эволюции изученных объектов; в складчатой области это время инверсионно-блочных перестроек орогенной стадии.

В сущности характеризуемый здесь ГТЛ родствен тем новообразованиям, которые в платформенных бассейнах относились А.К.Лисициным и др. (1969 г.) к низкотемпературным эпигенетическим изменениям осадочных пород "инфилтратационного типа".

Последнюю категорию вторичных процессов логичнее всего было бы противопоставить всем вышеописанным, применив к ней особую терминологию, например, используя термин "эпигенез" в его более узкой трактовке сравнительно с прежними представлениями /33/. В то же время, все типы новообразований в природе так тесно перемежаются, что практически различить их без всяких условных допущений на нынешнем уровне наших познаний далеко не всегда возможно. Поэтому в преложенной схеме типизации постдиагенетических преобразований разграничения ГТЛ на "катагенез" и "эпигенез"

не давалось, учитывая, что оно получилось бы преждевременным и излишне категоричным. В будущем необходимо работать над критериями для их четкой диагностики.

Выводы

В настоящее время типизация процессов литогенеза нуждается в решении давно назревшей проблемы: познания критериев различия степени влияний на литогенез теоретически возможных эндогенных подтоков вещества и собственных потенциальных ресурсов осадочной формации как саморазвивающейся флюидно-породной системы, в которой большая часть флюидов генерируется в результате многотипных трансформаций минерального и органического вещества, постоянно попадающего во все новые термобарические условия в ходе эволюции бассейна породообразования. В последнем случае мы будем иметь "чистую" линию литогенетических преобразований, включающих стадии диагенеза, катагенеза и метагенеза ГТЛ погружения. В первом же случае эти процессы усложняются наложенными вторичными изменениями двух видов: динамотермальными метаморфическими либо низкотемпературными регressive-эпигенетическими. Выявить эти признаки может помочь развитие комплексных стадиально-геоминералогических исследований на разных уровнях организации вещества: породно-слойевом, фациальном и формационном.

Дальнейшие объекты исследований в данной области должны быть выбраны, исходя из разных геотектонических типов эволюции бассейнов породообразования. В частности, для лучшего познания типоморфных признаков "чистой линии" литогенетической зональности нужен выбор тектонических впадин с относительно стабильными режимами прогибания и, насколько это возможно, минимальными признаками каких-либо эндогенных воздействий на породы в явной форме. Наряду с ними следует изучать преобразования осадочных пород в бассейнах с тектонически сложным строением (в складчатых областях). Все исследования необходимо осуществлять на фациально-генетической основе, без которой невозможна оценка влияний седименто- и диагенеза на все последующие процессы. Конкретная диагностика типов литогенеза не проста. Она требует анализа множества данных.

ГЛАВА 6. КАТАГЕНЕЗ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Охарактеризованные выше проблемы, связанные с познанием процессов катагенетической стадии породообразования, представляют собой не только интерес для развития фундаментальных теоретических познаний в области литологии. Они имеют важное практическое значение, потому что именно на данной стадии генерируются нефть и газ /1/; преобразуются в высококачественное сырье бурые угли, становящиеся в определенных условиях коксовыми /15/; формируются или трансформируются многие виды металлических полезных ископаемых /4, 7, 21, 31/.

Полезных ископаемых, порожденных или видоизмененных при катагенезе, такое множество, что даже для краткой их характеристики потребовалась бы не одна книга. Но для того, чтобы почувствовать значимость катагенетической стадии для рудогенеза, ограничимся отдельными примерами, относящимися к некоторым видам рудной минерализации. Подробнее о генезисе горючих полезных ископаемых сказано в работах /1, 15, 27 и др./.

Эмпирически давно установлено, что в осадочных геологических формациях зональность катагенеза (а также метагенеза-метаморфизма) имеет важное рудоконтролирующее значение. Особенно интересна граница перехода катагенеза к метаморфизму, на которой в складчатых терригенных формациях бывает сконцентрирована ценная сульфидная минерализация /34/. Степень катагенеза или метаморфизма, сама по себе, не производит полезного ископаемого. Необходимы удачно совпавшие обстоятельства: субстрат, содержащий повышенные концентрации рудного компонента, и эндогенные воздействия на него, приводящие к перераспределению этого компонента, а также структурно-текстурные факторы, обеспечившие возможность для вторичной концентрации рудного вещества. В позднепалеозойских толщах пород верхоянского комплекса таким субстратом являются насыщенные сапропелевым ОВ темноцветного ("черные") сланцеватые аргиллиты и алевролиты, которые принадлежали фациям алевропелитовых отложений дистальных секторов подводных конусов выноса в морском котловинном бассейне. А рудоконтролирующими структурами служат те разломы, которые контролируют локализацию зонального метаморфизма. Таким образом, начальный метаморфизм, относящийся к ГТЛ динамотермальной активации, принадлежит к числу важнейших рудоконтролирующих факторов.

Надо сказать, что сейчас число публикаций, констатирующих

рудоконтролирующее значение литогенеза и метаморфизма, постоянно увеличивается. Значение зональности постседиментационных преобразований в этом аспекте ни у кого сомнений не вызывает, хотя генетические ее связи с локализацией полезных ископаемых зачастую остаются нераскрытыми, выявленными эмпирически.

В качестве одного из примеров конкретного влияния ката- и метагенеза на перераспределение полезных ископаемых в осадочных породах приведем одну из работ по Донбассу /4/. В ней показано, что в результате постдиагенетического преобразования угленосной осадочной толщи карбона происходило перераспределение рудных элементов-примесей, в частности, ртути, свинца, цинка и меди. Это создает предпосылки для формирования промышленных рудных залежей. Существуют две точки зрения на источник перечисленных металлов. Сторонники одной из них считают металлы ювелирными. Другие доказывают, что сама толща осадочных угленосных пород могла в процессе литогенеза генерировать металлоносные растворы. Авторы работы /4/ приводят доводы в пользу достоверности второй концепции. С этой целью ими применен следующий методический прием. Из петрографических разновидностей пород отбирались геохимические пробы в местах, расположенных вдали от разломов, замков антиклиналей и прочих благоприятных для проникновения глубинных флюидов структур. Все пробы были сосредоточены внутри одной и той же пачки пород, надежно маскируемой стратиграфически там, где эта пачка простиралась через разные зоны ката- и метагенеза. Конкретно это была так называемая "свита C_2^6 ", залегающая между выдержаным по простирианию пластами известняка (L_1) и угля. Индикаторами стадий литогенеза служили изменения марочного состава углей: начиная от длиннопламенных (D) до антрацитов (A_2) включительно. По результатам массового опробования были построены диаграммы распределения металлов в различных петрографических типах пород (известняках, аргиллитах, алевролитах и песчаниках в отдельности) применительно к каждой из зон углефикации. В итоге для ряда петрографических типов обнаружились общие максимумы содержания рудных элементов на стадии полуантрацитовой (PA), сменяемые минимумом в начале антрацитовой стадии (A_1), а затем вновь максимумами (A_2). Все это коррелируется со скачкообразными изменениями физико-химического состояния осадочных пород на стадии образования углей марки PA . Здесь фиксируется снижение в составе глинистой фракции таких минералов, как монтмориллонит, каолинит, смешаннослоистых гидрослюдисто-монтмориллонитовых образований и

возрастание количества диоктаэдрической гидрослюды (серцинита) и хлорита. Характерно также появление кварцевых прожилков. Следовательно, по достижении данных термодинамических условий литогенеза, активизируется перестройка структуры кристаллических решеток глинистых минералов, увеличивается растворимость кварца и, как следствие этого, активизируется циркуляция содержащихся в породах флюидов, повлиявшая на перераспределение металлов, а по мнению авторов работы /4/ повышенные содержания ртути, свинца, цинка и меди были свойственны глинистым образованиям изученной свиты еще со времени седиментации. Те же процессы интенсифицировались при еще более высокотемпературной стадии формирования антрацитов, на более глубоких уровнях породного бассейна. В результате такой интенсификации у некоторых пород (прежде всего, песчаников) могло произойти высвобождение части металлов из минерального состояния и перемещение их флюидами вверх, где создавались таким образом благоприятные условия для дополнительного обогащения металлами пород в полуантрацитовой зоне. Количество поступавшего туда вещества представляется достаточной для возникновения промышленных залежей руд /4/.

Данные о такого рода взаимозависимостях между локализацией оруденения и зональностью постседиментационных преобразований нуждаются во всестороннем объяснении механизма рудообразующих процессов не только на уровне формационном, но и на микроуровне кристаллохимических перестроек. Классическим примером углубленного анализа причин перераспределения и концентраций в осадочных породах их собственных рассеянных рудных ресурсов служат работы А.В.Копелиовича о сульфидной минерализации в раннепалеозойских и позднедокембрийских терригенных отложениях Приднестровья /7/. Рассмотрим вкратце эти теоретические построения.

Как известно, во многих терригенных минералах содержится немалое количество разнообразных элементов-примесей, которые рассеяны в кристаллических решетках этих минералов. Например, свинец обнаруживается, как правило, в полевых шпатах, цирконах, биотитах; цинк - в биотитах, амфиболах и др. Элементы-примеси рассредоточены в кристаллической решетке неравномерно. Они концентрируются в местах ее структурного несовершенства, называемых дислокациями. Под термином "дислокации" в данном случае понимают такие структурные несовершенства кристаллов, которые характеризуются появлением лишней атомной или ионной полуплоскости, так что n узлов одной части решетки сопрягаются с $n+1$ узлами другой.

Такие дислокации сопровождаются зонами растяжения и сжатия (первые из них с большими, а вторые с меньшими расстояниями между узлами кристаллической решетки по сравнению с идеальной кристаллической матрицей данного минерала). Ссылаясь на кристаллохимические исследования А.Х.Коттрелла, В.Т.Рида и других зарубежных кристаллографов, А.В.Копелиович подчеркивал, что в вышеупомянутых зонах сжатия локализуются элементы-примеси, обладающие меньшими ионными радиусами по сравнению с замещаемым элементом; а в зонах растяжения - наоборот, концентрируются элементы-примеси с большими радиусами их ионов. Такие скопления посторонних элементов вокруг дислокаций в кристалле известны под названием "облаков Коттрелла". Дислокации кристаллических решеток, а вместе с ними и "облака Коттрелла" легко перемещаются под влиянием сравнительно небольших напряжений (на один-два порядка меньших, нежели напряжения, необходимые для возникновения пластических деформаций данной решетки). Это было подтверждено экспериментальными данными.

Отсюда следует предположение о том, что в естественных условиях бассейна породообразования, при длительном нарастании динамических напряжений на породу, дислокации в кристаллах совместно с "облаками Коттрелла" будут постепенно смещаться за пределы кристаллических решеток. Элементы-примеси могут таким путем вытесняться на поверхности обломочных зерен, что, в свою очередь, будет благоприятствовать их переходу в межзерновые растворы. При катагенезе ГГЛ погружения происходит как бы "самоочищение" седиментных минералов от заключенных там примесей в твердом состоянии, без разрушения кристаллических решеток.

Есть и другой путь извлечения рудных примесей из кластогенного материала. Вспомним о структурах гравитационной коррозии зерен (конформных, инкорпорационных и др.), приобретающих массовое развитие в песчаниках на подстадии глубокого катагенеза. Ведущим фактором формирования таких структур служит, помимо исходного минерального состава, нагрузка вышележащих толщ. Она воспринимается и передается в песчаных породах через каркас, образуемый соприкасающимися обломочными частицами. Напряжение на стыках зерен (δ) определяется отношением силы давления (P) к площади соприкосновения зерен (S) следующей формулой: $\delta = \frac{P}{S} / 7$, с. 180/, где давление на каждую конкретную частицу зависит не только от общей величины нагрузки на всю толщу пород (P), но и от угла между направлениями векторов P и r , а потому может варьироваться в широких пределах. Резко различными могут быть и значения S на

контактах разных обломков. Отсюда следует наличие сильной неоднородности напряжений внутри песчаного каркаса. В то же время, как было доказано Н.А.Огильви, растворимость вещества находится в зависимости от различий в давлениях, действующих на твердую и жидкую фазы. Такого рода различий внутри песчаной породы более чем достаточно. Благодаря им в разных точечных участках возникают разные концентрации растворенных веществ. Они стремятся к выравниванию благодаря диффузионным процессам, а это сразу же возвращает всю систему вновь к неравновесному состоянию между раствором и погруженными в него зернами. В точках повышенных напряжений опять оказывается недонасыщенным, в результате чего минеральные частицы будут продолжать растворяться до тех пор, пока изменения размеров S и ориентировок поверхности контакта зерен относительно вектора P не уменьшат значение δ до необходимой величины. Дополнительное влияние на процессы растворения создают конкретные минеральные составы соседствующих частиц. В частности, если между двумя кварцевыми обломками оказывается заклинившей пластинкой биотита, то трансформации последнего с удалением из его решетки калия повышают местную щелочность межзернового раствора, отчего коррозия кварца на таких участках проявляется всегда интенсивнее, чем в прочих местах. А для некоторых других минералов большую роль в том же процессе имеет кислая среда, возникшая вокруг включений рассеянного в породе ОВ.

Итак, благодаря гравитационной коррозии кластических минеральных зерен часть их вещества (вместе с элементами-примесями) переходит в растворенное состояние, тем самым приобретая способность к близким либо дальним миграциям в зависимости от конкретно сложившихся сочетаний структурных особенностей и динамики глубинных обстановок в породном бассейне. При просмотре шлифов может создаться обманчивое впечатление о том, что эта часть незначительна по своему объему. Однако простейшие расчеты, сделанные в работе /7/ показали, что уменьшение вследствие коррозии поперечных размеров какого-либо зерна всего на 5, 10 и 20% отвечает уменьшению его объема соответственно на 14,2 ; 27,1 и 48,8%. Если мы имеем дело, к примеру с мелкозернистыми песчаниками или алевролитами (а последние в миогеосинклинальных формациях количественно господствуют над прочими литотипами), то там едва уловимая глазом коррозия или регенерация частичек составляет по отношению к их поперечным размерам весьма заметную величину. При изменении поперечников вдвое относительное изменение объема зерен достига-

ет 87,5% в случае растворения и 70% в случае регенерационного нарастания. И если учесть, что все мелкозернистые породы вследствие большой поверхностной энергии слагающих компонентов потенциально наиболее активны во вторичных изменениях, объем высвобождающегося из них вещества может достичь внушительных величин.

До сих пор мы рассматривали механизмы выноса элементов-примесей из каркасных силикатов. Но, как теперь выясняется, не меньшее (если не большее) их количество может высвобождаться при постседиментационных преобразованиях глинистых минералов и органических соединений /5, 30, ЗI/. Это относится, прежде всего, к элизионным процессам ЛТП катагенеза интенсивного погружения. Тогда вследствие многократного увеличения избыточного давления в глинах водообмен в системе "глина-песчаник" или "глина-разлом" возобновляется также многократно благодаря выделению значительных масс пленочной и межслоевой воды при трансформациях глинистых минералов на разных температурных уровнях. В.Н.Холодов, опираясь на данные И.Ф.Берста о том, что на стадии превращений монтмориллонита в гидрослюду модификации $2M_1$ количество выделившейся воды достигает 10-15% от исходного объема осадка, подсчитал, что из 1 м³ чистой глины третичного возраста в Восточном Предкавказье высвобождалось порядка 230-250 кг H₂O. Если учесть большую сорбционную способность глинистых минералов применительно ко многим элементам-примесям, то теоретически можно допустить возможность данных водных систем в качестве переносчиков рудных компонентов. "Выделяющаяся из глин вода не только нагрета до высоких температур и находится под большим давлением. Благодаря сложному составу глинистых илов в ней присутствуют органическое вещество (битумоиды), CO₂, H₂, растворенные металлы и ряд других реакционноспособных компонентов. Можно утверждать, что глинистые отложения являются генераторами гидротермально-газовых растворов сложного состава. В ряде случаев они способны образовывать руды металлов" /ЗI, с. 154/. Такие случаи представляются лишь при благоприятном составе формирующихся в порах глин газоводных растворов. Он же зависит, по мнению авторов вышеупомянутой работы, от шести факторов: 1) количества унаследованной от стадии диагенеза седиментационной воды в порах глин; 2) количества и компонентного состава производных рассеянного ОВ, генерируемых на данном глубинном уровне; 3) исходного минерального состава и постседиментационных трансформаций глинистых породообразующих компонентов; 4) количества сульфатных ионов в водах и возможностей их восста-

новления до сероводорода; 5) интенсивности гидролиза рассеянных в глинах карбонатов; 6) количества растворимых минералов кремнезема.

Ныне накапливается много фактических сведений в пользу давней гипотезы А.В.Копелиовича о том, что в зонах длительного проявления стрессовых напряжений и тепловых потоков могут возникать своеобразные "гидратогенные рудные растворы немагматического происхождения" /7, с. 201/. Выполненные им расчеты показали возможность многокилометровой миграции таких растворов на протяжении значительных интервалов геологического времени. А для их "разгрузки" и рудоакопления необходимо наличие соответствующих геохимических барьеров. Свинец и цинк, в частности, будут концентрироваться в форме сульфидов там, где по тем или иным причинам возникали повышенные концентрации сероводорода.

В этом отношении важную роль могут сыграть пластовые сероводородные воды нефтяного типа. О вероятной генетической связи стратиграфических месторождений свинца и цинка с действием таких вод писал в конце 60-х годов академик В.И.Виноградов, оперируя данными об изотопном составе серы в рудных минералах из фосфоритов Подолии, галенитовых рудопроявлений Трускавца (на Украине) и в верховьях р.Лены. В последнем из упомянутых мест проявления галенитовой минерализации были давно известны в кароонатных породах нижнего ордовика. Минерализация там строго приурочена к стратиграфическим горизонтам водорослевых и перекрывающих их оолитовых известняков. Результаты массового ее опробования показали, что на огромной площади в бассейне Верхней Лены изотопный состав сульфидной серы оказался удивительно однообразным, не очень сильно отличным от состава серы метеоритного троилита. Ни величина изотопных вариаций, ни абсолютные значения изотопных отношений серы в галените не соответствовали представлениям об осадочно-диагенетическом происхождении минерализации. Версия о магматическом источнике рудоносных гидротерм в данном регионе тоже исключалась, потому что тогда пришлось бы предполагать наличие гипотетического батолита (вызвавшего гомогенизацию изотопов серы на огромной площасти района). Но в этой части Сибирской платформы магматические образования вообще отсутствуют. В то же время район содержит признаки былой нефтеносности в виде широко развитой битуминозности пород. Таким образом, утверждалось, что изотопный состав серы и общая геологическая ситуация района Верхней Лены позволяют считать наиболее обоснованным вывод об эпигенетическом происхожде-

нии свинцовой минерализации, связанной, по всей видимости, с деятельностью пластовых нефтяных сероводородных вод. Ссылаясь на работы А.В.Копелиовича, В.И.Виноградов подчеркивал, что металлические компоненты раствора вполне могли быть заимствованными в толщах самих осадочных толщ. И одним из вероятных механизмов такого заимствования может послужить перекристаллизация обломочных минералов в толщах терригенных пород, которая приводит к очистке минералов от элементов-примесей. Такая точка зрения хорошо согласуется с результатами выполненных тем же исследователем и зарубежными учеными определений изотопного свинца в современных металлоносных гидротермах. Извлечение и перенос тяжелых металлов осуществляется, видимо, под влиянием высококонцентрированных подземных рассолов типа нефтяных вод. В контакте их с сульфатными водами (или с сульфатсодержащими породами) могут протекать процессы сульфатредукции с образованием сероводорода и последующим возникновением и осаждением сульфидов металлов.

Роль нефтяных вод в процессе образования телетермальных месторождений подчеркивалась, помимо В.И.Виноградова, А.М.Овчинниковым и А.И.Германовым, а из зарубежных геологов С.Ф.Дэвидсоном, Б.Р.Дэй и другими исследователями, изучавшими термальные воды Калифорнии еще 25–30 лет назад. Ныне интерес к этим идеям не утрачен, а напротив, они получают подтверждения многочисленными фактологическими данными. Рассмотрим, к примеру, одну из последних работ /19/ о пространственно-временных соотношениях свинцово-цинкового стратиформного оруденения нефтепродуцирующими отложениями в Южном Верхоянье (правобережье долготного отрезка р.Алдан и хр.Сетте-Дабан), на граничных тектонических структурах между Южно-Верхоянским миогеосинклинальным прогибом и юго-восточной окраиной Сибирской платформы. Главные рудопроявления локализованы в доломитизированных карбонатных породах вендского возраста. Они подстилаются мощными толщами терригенно-глинисто-карбонатных, насыщенных ОВ отложений рифея и, в свою очередь, перекрыты глинисто-карбонатными породами кембрия, карбонатно-галогенными породами девона и терригенными отложениями нижней части верхоянского комплекса (в основном пермского возраста). В карбонатных породах рифея и кембрия тоже известна рассеянная минерализация (галенит и сфалерит). Общегеологическим контролем размещения ее и главного оруденения является: приуроченность к западной периферии области максимального прогибания бассейна породообразования и максимальных региональных палеонаклонов слоевrudовмещающих пород, а также к участ-

ку наиболее узкого сеченияrudовмещающей складчато-надвиговой структурной зоны (так называемой, Майско-Кыллахской). Последнее свидетельствует о том, что именно в данном месте должны были наиболее активно разряжаться тектонические импульсы сжатий – периодических горизонтальных напряжений земной коры со стороны миогеосинклинали, тогда как с противоположного края платформы существовал "жесткий упор" в виде Хамнинского поднятия. Следовательно, здесь возникали условия, благоприятные для длительной и многократной генерации погружающимися рифейскими толщами катагенных растворов и газов, и для их разгрузок в сторону ранее консолидированной и наименее погруженной Майско-Кыллахской рудной зоны. Сюда же могли мигрировать углеводороды (в сторону аллохтонных ловушек, так же как и в Западном Верхоянье /34/). Постановка вопроса о пространственно-генетических соотношениях стратиформного оруденения с потенциально нефтепродуцирующими толщами опирается не только на анализ условий геологического развития породного бассейна. Она опирается на сведения о присутствии в рудах твердых нафтидов и углеводородных газов /19/. Кроме того, как утверждают эти исследователи, минеральный состав руд (пирит, сфалерит, галенит, доломит, кальцит, кварц, глауконит и др.) практически идентичен минеральному составу новообразований в коллекторских толщах региона, что также свидетельствует в пользу представления о родственности породивших их процессов. И, наконец, с этим же представлением согласуются результаты изотопных и геохимических исследований. Изотопия интерпретируется как итог смешения свинца, который отделялся в разное геологическое время (венд-юра) от погружавшихся осадков. А интерпретация более 500 полных химических анализов главных типов рифейских пород из безрудных разрезов миогеосинклинальной зоны показала, что они в большинстве своем резко обеднены металлами относительно клярковых количеств /24/. Там же рифейские песчаники представлены "сливными" разностями, в которых кварц многократно регенерирован, а фемические минералы и полевые шпаты полностью корродированы (подвержены "внутрислойным растворениям"). Следовательно, из них вполне могли быть вынесены рудные компоненты. В Майско-Кыллахской зоне разрез представляет собой чередование уровней, обедненных и обогащенных металлами, контрастность распределения которых в складчатой части региона заметно выше, чем на платформенной, в сторону которой осуществлялась фильтрация растворов из миогеосинклинальной впадины. По расчетам /19/ и другим масштабам извлечения металлов и ОВ из подвер-

гавшихся катагенетическим преобразованиям одних лишь рифейских толщи были вполне соизмеримы с масштабами оруденения и необходимых для транспортировки металла агентов (предполагая, что хлоридный перенос возможен лишь со среднего девона – времени развития галогенеза на территории нынешнего хр. Сетте-Дабан, восточнее главного рудного поля). Дренируя поток катагенетных флюидов, Майско-Кыллахская складчато-надвиговая структура по сути являлась аконсервационной зоной нефтегазоносного бассейна, возможно, формировавшейся к востоку от нее. В этом случае ареалы H_2S , возникшие в результате миграции насыщенных углеводородными компонентами вод через сульфатоносные породы девона, вполне могли обеспечить геохимические барьеры для осаждения сульфидов.

Тут следует напомнить о том, что галогенные толщи девона (выполнявшие рифтоенные линейные впадины), находятся в составе пород фундамента складчатого верхоянского комплекса также и на более северных территориях, которые были рассмотрены в предыдущих разделах книги. В Верхояно-Колымской складчатой системе стали известны выходы на поверхность мелких соляных диапиров (Л.М. Наташев). Это может послужить существенным подкреплением версии об участии мобильных рудогенерирующих растворов местного происхождения в формировании различных видов минерализации, приуроченной к тектонически ослабленным зонам на периферии термальных куполов /34/. Потому что, во-первых, как хорошо известно, хлориды способствуют резкому усилению миграционной способности металлов в гидротермах. И, во-вторых, наличие в растворах сульфатных анионов является важнейшей предпосылкой к генерации сероводородного геохимического барьера. Потребного же для этого резерва ОВ в породах, как видно из описания формаций верхоянского комплекса, здесь более чем достаточно.

Отсюда вытекают следующие четыре практических следствия.

1. Оценивая потенциальные возможности формирования полезных ископаемых на последиагенетических стадиях литогенеза в миогеосинклинальных формациях, следует рассматривать их как единую систему вместе с формациями фундамента складчатой области.

2. С той же целью первоочередного внимания заслуживают пограничные со складчатой областью краевые тектонические структуры покровно-надвигового типа, с обнажающимися там породами фундамента, которые являются потенциальными концентраторами и эпигенетического оруденения, и нефтегазонакопления.

3. Картирование зональности ГТЛ региональной наложенной активации с последующей расшифровкой историко-геологических процессов и механизмов ее становления приобретают в данном случае особенно важное значение.

4. Исследования потенциальной рудоносности миогеосинклинальных формаций должны находиться в неразрывном единстве с исследованиями литогенеза в перикратонных формациях.

Еще раз попытаемся акцентировать внимание на последнем из перечисленных выводов, обратившись к материалам других исследователей. Конкретным примером плодотворности комплексного подхода к анализу рудогенеза в окраинно-платформенных и синхронных им миогеосинклинальных терригенных образованиях служит недавно опубликованная В.Н.Холодовым и З.Р.Кикнадзе работа о колчеданных месторождениях Большого Кавказа (Катех, Кацдаге, Фимучай и Кизил-Дере) /31/. В ней была глубоко обоснована новая модель рудообразования, в соответствии с которой пирит-пирротиновые залежи перечисленных объектов представляют собой результат гидротермальной переработки ранее сформированных сидеритоносных формаций, возникший на стадии катагенетических и динамометаморфических преобразований пород юрского возраста. Сами эти рудные объекты приурочены к осевой зоне миогеосинклиналии. Но для познания их генезиса авторы исследуют историко-геологическую стадийность седименто- и литогенеза не только в пределах месторождений, но и в перикратонных образованиях Предкавказья.

Колчеданно-полиметаллическая и медно-пирротиновая минерализация широко распространена в нижне-среднеюрских глинисто-сланцевых толщах Большого Кавказа. Это так называемый "медно-пирротиновый пояс", который простирается более чем на 1000 км (от р.Мзымта на северо-западе до р.Агричай на юго-востоке). До сих пор геологами традиционно принималась гипотеза эффузивно-осадочного генезиса многих месторождений данного пояса. Альтернативной представлена гипотеза многостадийного постседиментационного их формирования. Сущность ее сводится к следующему. На начальных этапах литогенеза в глинистых толщах, заполнявших конседиментационные впадины дна нижне-среднеюрских палеоморей, формировались сидеритовые и сидероплезитовые конкреции, и сгруженные конкреционные тела и линзы. Весь комплекс "доколчеданных" железисто-карбонатных стяжений был образован седиментационно-диагенетическими процессами, протекавшими в обстановке морского водоема, синхронного мощному торфонакоплению на сушке, находившейся в пределах платформенной окраины

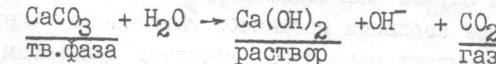
севернее многоосинклинального прогиба. Многочисленные реки, стекавшие с равнин Русской платформы и горных сооружений Донбасса, впадали в узкий проливообразный морской водоем, бывший тогда на месте нынешнего Кавказа, и принадлежавший окраине Тетис. В глинистых осадках этого моря содержание ОВ местами достигало 6-7%, в среднем колеблясь от 1,2 до 2%. Специфика ааленского палеоводоема заключалась, по мнению исследователей /31/, в том, что железо поставлялось в него с берега не в виде гидрооксидов (как это осуществляется современными реками в Черноморском бассейне), а в форме устойчивых комплексных металлоорганических соединений, подобных тем, что рассмотрены в современных торфяных болотах. В силу своей устойчивости такие соединения могли заметно обогащать относительно глубоководные глинистые илы, сорбируясь глинистыми частицами. Помимо того, в результате эрозии на суше кор выветривания, развитых на основных и ультраосновных магматических породах, в морские осадки попадало повышенное количество железа, титана, марганца и фосфора, которые накапливались вместе с глинистым материалом и ОВ в конседиментационных впадинах-отстойниках. Несмотря на скопление там ОВ, условий сероводородного заражения не возникало, потому что гидродинамическая активность вод была чрезвычайно высокой. О последнем свидетельствуют установленные здесь Ю.О. Гавриловым и другими исследователями высокие скорости седиментации (отвечающие "лавинным" в представлении А.П. Лисицына), признаки эвстатических колебаний морского уровня, наличие турбидных потоков, оползней, разжиженных плытунов.

Все это в целом определяло своеобразие диагенетических процессов в илах. Там под действием микробиологического раложения ОВ, восстановления железа до Fe^{+2} и накопления CO_2 реакционноспособная часть кларкового железа диффундировала в алевролито-аргиллитовую часть разреза, где и формировалась конкреции и линзы сидеритов. Возникшие в тесной парагенетической ассоциации с угленосными толщами сидеритоносные морские глины представляли собой потенциально рудогенерирующие образования.

На последующих стадиях: катагенеза элизионного типа (или, согласно нашей схеме типизации, ГТЛ фоновых преобразований интенсивного погружения) и динамометаморфизма (или ГТЛ динамотермальной наложенной активизации) диагенетический сидерит мог гидролизоваться, растворяться в карбонатно-сероводородных водах под большим давлением и высоких температурах, и при отжимании в трещины и пласти-коллекторы образовать протопиритовые тела, усложненные

впоследствии наложением высокотемпературных сульфидов полиметаллов и метаморфогенного пирротина. Оценка авторами рассматриваемой работы изотопных исследований позволила им сделать заключение о том, что количество ювенильной воды в общем потоке гидротермального поступления было ничтожно малым. Отсюда несомненно разрывается та пространственно-генетическая связь, которая всегда существовала между интрузиями или эфузивами и рудными месторождениями в представлениях геологов-плутонистов. Гидротермальные воды здесь оказываются чужими магматогенным проявлениям, а закономерности их локализации обусловливаются общим развитием осадочно-породных бассейнов, инверсионным складкообразованием, положением разломов и зон повышенной трещиноватости, а также пластов-коллекторов.

Вернемся подробнее к процессам катагенетической стадии. Если судить по мощностям отложений, то можно заключить, что образования тоара, аалена и бата погружались на глубины от 3100-3220 до 6000-6100 м, подвергаясь воздействиям температур, соответственно, 120-150 и 200-300°C и давлений порядка 650-700 и 1400-1500 атм /42, с. 153/. Темп погружения приближался к значениям в 100-120 мм в 1000 лет. Он был благоприятным для развития элизионных процессов. В результате их осуществляются разнообразные преобразования, а иногда и полное растворение карбонатов с обильными выделениями углекислоты. Делая это заключение, В.Н. Холдов /30/ опирался, в первую очередь, на теоретические расчеты и эксперименты по взаимодействию нагреваемой в автоклаве воды с карбонатами И.Г. Киссина и С.И. Пахомова. Они в отличие от других исследователей проблемы устойчивости карбонатов (прежде всего, С.Д. Малинина), рассматривали толщу осадочных пород, как открытую физико-химическую систему, из которой постоянно удаляется углекислота, возникшая в результате реакций гидролиза по типу:



Полученные в результате их экспериментов количественные показатели свидетельствовали о том, что из карбонатов наиболее интенсивно гидролизуется сидерит, выделяющий максимальное количество CO_2 и начинающий разлагаться при температуре 75°C. Вслед за ним гидролизуются магнезиальные карбонаты, а после достижения 100°C вступает во взаимодействие с водой кальцит.

Но для реализации всех таких процессов должна быть обеспечена возможность удаления CO_2 , зависящая от вертикальной прони-

цаемости толщи глин. Поэтому авторы книги /31/ особо подчеркивают, что в случаях, когда плотные, слабо проникаемые глинистые толщи надежно изолируют карбонаты, давление CO_2 будет повышаться подобно закрытой системе автоклава, и тогда рассеянный FeCO_3 или CaCO_3 окажется устойчивым. А при благоприятных условиях, обеспечивающих относительную проникаемость глинистых покрышек, в рудоминеральных относительной проникаемости глинистых покрышек, в рудоминеральных породах будет осуществляться гидролиз карбонатов, и наиболее вероятной зоной его (судя по экспериментально обоснованным температурным интервалам) служат глубины порядка 1,5-3 км. В данном случае побочными явлениями будут: растворение двухвалентного железа и насыщение растворов помимо углекислоты сероводородом. Некоторое количество биогенного H_2S наследуется глинистыми породами от стадии диагенеза, но основная его масса формируется на стадии катагенеза за счет взаимодействия ОВ с сульфатами вод. В данном случае, как и в процессах гидролиза карбонатов, большую роль играет открытость системы. Потому что при взаимодействии сульфатных вод с углеводородами в закрытой системе, при пористости глин 24% продуцируется лишь $140 \text{ л}/\text{м}^3 \text{ H}_2\text{S}$ /42, с. 163/. Но как только возникает подток сульфатных вод по ослабленным и проникаемым зонам в породах, генерация сероводорода в результате сульфатной редукции становится практически безграничной.

В таких случаях есть основание считать, что при наличии в глинах пор, заполненных водой, даже при высоких термобарических показателях образуются трехкомпонентные, карбонатно-сульфатные газоводные растворы, содержащие двухвалентное железо, являющееся потенциальными производителями сульфидных руд. И если такие отжимающиеся растворы попадают в среду, где давление CO_2 резко падает (в пласт-коллектор либо в трещину), то сразу же начинается новый этап кристаллизации карбонатов и формирование сульфидной минерализации. Преобладание растворенного железа будет способствовать в данном случае выпадению из раствора гидроилита или шпирита.

Так по мере эволюции процессов катагенеза погружения карбонаты железа начинают постепенно уступать сульфидам железа, формирующим линзовидные тела вдоль трещин, разломов и других зон повышенной проникаемости для металлоносных флюидов.

Пришедший на смену этапу интенсивного погружения пород новый этап инверсионных перестроек тектонической структуры (в рассматриваемом регионе это были поднятия и складкообразовательные движения байосского и батского века) внес принципиальные корректировки в процессы рудообразования, когда на пиритовые тела нараста-

ли полиметаллические сульфиды и накладывался динамометаморфизм, способствовавший возникновению широтинового оруденения. Это произошло вследствие того, что складчатость неразрывно связана с усилениями тепловых потоков и гидротермальной деятельности. Причем состав включенных в рудогенез гидротерм стал отличен от состава более ранних растворов, определявших формирование катагенетических шпиритов. В.Н.Холодов и З.Р.Кикнадзе доказывали, что новые порции гидротерм, вероятнее всего, представляли собой сравнительно высокотемпературные рассолы хлоридно-натриево-кальцевого состава. Исследователи в последние годы высказались в пользу генетических связей между рассолами и залежами солей, распространенными среди красноцветных отложений. В пользу гипотезы осадочного, а не мантийного происхождения хлоридно-кальциевых рассолов, были проведены исследования Р.Н.Клейтоном и др., Ю.Б.Селицким и др. по многочисленным регионам методом изотопии кислорода и водорода. Они показали, что отношения дейтерия к водороду и D^{18}/D^{16} в рассолах индивидуальны для каждого бассейна породообразования и отличны от заведомо эндогенных флюидов. Принималось известное представление М.Г.Валяшко о том, что формирование таких высокоминерализованных растворов служит как бы продолжением жизни рапы солеродных бассейнов.

Итак, если формирование рассолов генетически связывалось с красноцветными аридными формациями, то истоки металлов в них предполагались в подстилающих юрские породы красноцветных же толщ перми и триаса южного склона Большого Кавказа. Как видим, здесь фундамент миогеосинклинального комплекса имел не меньшее для рудогенеза значение, чем в рассмотренном выше палеоверхоянском породном бассейне. Во всех случаях для "разгрузки" металлов из рассолов необходимыми условиями были: тектоническая активность региона и создание сероводородных геохимических барьера. Так же как и в Верхояно-Колымской миогеосинклинали, здесь важнейшее значение для мобилизации рудогенных элементов имел петрофонд миогеосинклинальных формаций в комплексе с петрофондом формаций, их подстилающих и латерально замещающих на платформенных окраинах. И, наконец, в историко-геологическом аспекте очень важное влияние на многоэтапность рудогенеза оказывает сменяемость типов постдиагенетических процессов (ГТЛ катагенеза и метагенеза интенсивного погружения, ГТЛ регионально наложенных преобразований динамотермальной активизации, локальные положенные изменения пород метаморфической и эпигенетической природы).

Из приведенных здесь примеров следует однозначное заключение о практической значимости и необходимости развития и внедрения комплексной методики историко-геологических реконструкций и геологических типизаций катагенетических преобразований осадочных толщ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные выше данные не претендуют на всеобщее охватывание проблемы исследования катагенетических преобразований осадочных пород. В частности, фундаментальный раздел, посвященный катагенезу органического вещества, был затронут очень кратко, поскольку он глубоко освещен во многих работах геологов-нефтяников и угольщиков /Г, 25 и др./.

Цель данной книги сводилась к тому, чтобы дать, во-первых, представление о многогранности проблемы раскрытия процессов породообразования и, во-вторых, приобщить читателя к азам методических приемов комплексных стадиально-литологических исследований; в-третьих, рекомендуемые здесь литературные источники могут послужить опорной базой для дальнейшего углубления познаний в данной области.

Автор стремился дать не столько готовые рецепты, факты и формулировки, сколько показать пути к решению многих актуальных в научном и практическом отношении задач, вытекающих из исследования катагенетической стадии литогенеза. В связи с этим можно еще раз напомнить о том, что в первичных и вторичных признаках осадочной породы заложена богатейшая информация относительно эволюции процессов литогенеза и предшествующего ему седиментогенеза. Эту информацию надо только суметь извлечь, а затем правильно и последовательно расшифровать.

Одним из эффективнейших способов такой расшифровки служит стадиальный анализ. Надо помнить, что сам по себе он не дает рецептов для объяснения абсолютно всех процессов литогенеза, поскольку последние многофакторны и бесконечно многообразны. Однако овладев основами этого анализа и научившись применять его в комплексе с другими построениями (палеогеографическими, палеотектническими, геодинамическими и др.), исследователь берет на вооружение ценнейший метод, позволяющий расшифровать специфику литогенеза в каждом конкретном случае. В таком применении возможности стадиального анализа неисчерпаемы.

Процессы катагенеза осадочных горных пород и связанные с ними многочисленные полезные ископаемые к настоящему времени познаны далеко не исчерпывающе. Они ждут Ваших работ с помощью методов, вкратце охарактеризованных в этой книге.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вассоевич Н.Б. Избранные труды. Геохимия органического вещества и происхождение нефти. М.: Наука, 1986. 368 с.
2. Геологический словарь. Т. I. М.: Недра, 1973. 486 с.
3. Диагенез и катагенез осадочных образований /Под ред. Г.Ларсена и Дж.Чилингара. М.: Мир, 1971. 464 с.
4. Добрянский Л.А., Курило М.В., Захаров Е.П., Борейко Л.Г. Влияние процессов ката- и метагенеза на перераспределение ртути и полиметаллов в осадочной толще Донбасса //Литолг. и полезн.ископ., 1989. № 2. С.74-84.
5. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешаннослоистые образования //Тр. ГИН АН СССР. Вып. 446. М.:Наука, 1990. 140 с.
6. Зхус И.Д., Бахтин В.В. Литогенетические преобразования глин в зонах аномально высоких пластовых давлений. М.: Наука, 1979. 140 с.
7. Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы //Тр. ГИН АН СССР. Вып. 121. М.: Наука, 1965. 310 с.
8. Коссовская А.Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций //Литол. и полезн.ископ. 1975, № 2. С. 23-44.
9. Коссовская А.Г. Проблемы геоминералогии //Литология в исслед. Геол. ин-та АН СССР. М.: Наука. 1980. С.110-158.
10. Коссовская А.Г., Дриц В.А. Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение I. Классификация. Группы каолинит-серпентина и тальк-пирофиллита //Литол. и полезн.ископ. 1984, № 6. С. 3-23.
11. Коссовская А.Г., Дриц В.А. Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение 2. Группы смектитов, слюд, хлоритов и пальгорскит-сепиолитов //Литол. и полезн.ископ. 1985, № 1. С. 3-16.
12. Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменения осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.
13. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
14. Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника, 1989. 335 с.

118

15. Месторождения твердых горючих ископаемых //27-й Межд. геол. конгресс. Секц. С. I4. Докл. Т.14. М.: Наука, 1984. 110 с.
16. Методы изучения осадочных пород. Т. I. М.: Гос. науч.-техн. изд-во лит-ры по геол. и охране недр. 1957. 612 с.
17. Минский Н.А. Закономерности формирования поясов оптимальных коллекторов. М.: Недра, 1979. 298 с.
18. Муравьев В.И. Минеральные парагенезы глауконито-кремнистых формаций //Тр. ГИН АН СССР. Вып. 360. М.: Наука, 1983. 208 с.
19. Павлов Д.И., Галлямов А.Л. Геологические соотношения стратифицированного свинцово-цинкового оруденения и нефтепродуцирующих толщ (на примере Южного Верхоянья) //Литол. и полезн.ископ. 1988. № 1. С. 89-100.
20. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
21. Проблемы экзогенного и метаморфогенного породо- и рудообразования //Под ред. акад. А.Л.Яншина. М.: Наука, 1985. 215 с.
22. Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М.-Л. 1940. Ч. 1. 476 с.; Ч. 2. 420 с.
23. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 703 с.
24. Симанович И.М. Кварц песчаных пород (генетические типы и постседиментационные преобразования) //Тр. ГИН АН СССР. Вып. 314, М.: Наука, 1978. 152 с.
25. Страхов Н.М. Избранные труды. Общие проблемы геологии, литологии и геохимии. М.: Наука, 1983. 640 с.
26. Тимофеев П.П. Некоторые вопросы литолого-фацального анализа осадочных отложений //Проблемы литол. и геохим. осад. пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 182-190.
27. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Фации и изменения глинистых минералов в торфяниках Рионского межгорного прогиба // Литол. и полезн.ископ. 1972. № 3. С. 48-75.
28. Ферсман А.Е. Геохимия России. Пг., 1922. 214 с.
29. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.
30. Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза //Литол. и полезн.ископ. 1982. № 3. С. 3-22.
31. Холодов В.Н., Кикнадзе З.Р. Колчеданные месторождения Большого Кавказа //Тр. ГИН АН СССР. Вып. 419. М.: Наука, 1989. 190 с.

119

32. Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 278. М.: Наука, 1975. 110 с.
33. Эпигенез и его минеральные индикаторы // Под ред. А.Г. Коссовской. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 221. М.: Наука, 1971. 170 с.
34. Япаскурт О.В. Литогенез в осадочных бассейнах мио-геосинклиналей. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. 151 с.

СТРУКТУРА КНИГИ

	Стр.
Предисловие	3
Глава I. Катагенез в ряду стадий осадочного породообразования	5
Глава 2. Принципы и методические приемы стадиального анализа катагенетических преобразований осадочных пород	21
Глава 3. Главнейшие минералы-индикаторы и структуры-индикаторы катагенетических процессов	39
Кварц	41
Биотит	50
Глинистые минералы	55
Полевые шпаты	67
Цеолиты	69
Карбонаты	76
Глава 4. Некоторые рекомендации к стадиальным исследованиям минералов-индикаторов процессов катагенеза	80
Глава 5. Вопросы типизации постдиагенетического литогенеза	84
Глава 6. Катагенез и полезные ископаемые	101
Заключение	116
Литература	118

Учебное издание

Япаскурт Олег Васильевич

Катагенез осадочных горных пород

Зав. редакцией И.И.Щехура

Редактор Г.С.Савельева

Художественный редактор Ю.М.Добрянская

Н/К

Подписано в печать 01.07.91

Формат 60x90¹/16. Бумага офс. № 2

Офсетная печать

Усл. печ. л. 7,5. Уч.-изд. л. 7,26.

Тираж 500 экз. Заказ № 1467 . Изд. № 2234

Цена 85 коп. Заказное.

Ордена "Знак Почета" издательство Московского университета.
103009, Москва, ул. Герцена, 5/7.

Типография ордена "Знак Почета" изд-ва МГУ.
119899, Москва, Ленинские горы;