

АСПЕКТЫ ТЕОРИИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ЛИТОГЕНЕЗА

О.В. Япаскерт

Геологический институт РАН

119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Геологический факультет Московского Государственного университета

119992, Москва, ГСП-2, Воробьевы горы

E-mail: ypasskurt@geol.msu.ru

Поступила в редакцию 21 октября 2004 г.

Рассматриваются этапы становления, современное состояние, методы и аспекты развития фундаментального раздела литологии – учения о способах и закономерностях литификации осадков и внутрилитосферных изменений осадочных пород и руд (или учения о постседиментационном литогенезе). Анализируются причины разногласий исследователей по поводу принципов стадийного расчленения литогенеза и терминов (диагенез, катагенез, метагенез-анхиметаморфизм, регрессивный эпигенез). Объясняются несоответствия между существующими стадийными схемами и реалиями. Вносятся конструктивные предложения по устранению этих противоречий и по разработке единой генетической типизации литогенеза. Приводятся новые сведения и обобщенные данные относительно: системного ранжирования множества факторов и процессов литогенеза; их дискретности; полигенности породно-флюидных систем и ведущей роли флюидных режимов в осуществлении глобальной фазовой дифференциации веществ осадочных формаций; интеграционного влияния геодинамики на факторы и конечные результаты процессов литогенеза. Намечаются задачи по моделированию этих процессов с расчетами баланса перераспределяемых веществ.

Ключевые слова: *литогенез, диагенез, катагенез, метагенез, седиментогенез, тектоногенез, минералогенез, процессы, факторы, флюиды, осадочная дифференциация, бассейн седиментации, бассейн породообразования, фация, формация, геодинамика, типизация, теория.*

THE ASPECTS OF THE POSTSEDIMENTAL LITHOGENESIS THEORY

O.V. Yapaskurt

Geological Institute, Russian Academy of Sciences

Faculty of Geology, Moscow State University

The stages of the evolution, the modern condition, the methods and aspects of the lithology fundamental branch development – the study of the process and regularities of the sediments lithification and the sedimentary rocks and ores changes (or the study of postsedimental lithogenesis) are considered. The cause of the disagreements of researches in the stadial subdivision principles of the lithogenesis and the terms (the diagenesis, the catagenesis, the metagenesis, the anchimetamorphism, the regressive epigenesis) are analyzed. The variance between the existing stadial schemes and reality is explained. The constructive proposals for the removal of these disagreements and for the construction of the unite genetic typification of the lithogenesis are made. Generalized data relatively the systematic ranging of the multitude of factors and processes of the lithogenesis, their discontinuity, polygenity of the rock-fluidal systems and the leading role of the fluidal regimes in the realizing of the global phase differentiation of the sedimentary formations matter and the final results of the lithogenetic processes are given. The tasks in modeling of these processes with calculation of the matter redistribution balance are planned.

Key words: *lithogenesis, catagenesis, metagenesis, sedimentogenesis, tectonogenesis, mineralogenesis, processes, factors, fluids, sedimentary differentiation, sedimentary basin, basin of the rock formation, faces, formation, geodynamics, typification, theory.*

Недавние Всероссийские литологические совещания 2000 и 2003 гг. засвидетельствовали, что накануне XXI столетия наука об осадочных образованиях вступила в новую фазу своего развития [Проблемы..., 2000; Генетический..., 2003]. Теперь в основе ее методологии прочно укоренились генетический и историко-геологический принципы. Их сущность сводится к тому, что при решении любой научной (фундаментальной или прикладной) задачи, имеющей отношение к осадочной породе, последнюю изучают непременно в аспектах познания механизмов и условий ее зарождения и эволюционирования в геологической истории конкретного участка земной коры. В таких случаях подлежат расшифровке процессы последовательных стадий: осадкообразования, то есть мобилизации вещества, его переноса и накопления в конкретном *седиментационном бассейне* (СБ), а также постседиментационного пороодообразования и породных изменений, осуществленных под покровами более молодых отложений в *бассейне породообразования* (БП) и в складчатой системе, если она была сформирована на месте упомянутого БП.

Вышеперечисленные научные задачи решаются посредством комплексного сочетания трех главных методов литологического исследования: 1 – литолого-фациального анализа условий седиментации [Проблемы..., 2000, с. 4-12], 2 – стадийного анализа постседиментационных преобразований [Махнач, 2000; Япаскурт, 1995], 3 – генетического формационного анализа [Маслов, Алексеев, 2003; Тимофеев, 2000; Фролов, 1995].

Развитие генетического направления в трудах российских и зарубежных научных школ привело к тому, что в литологии обособились два ее важнейших раздела: 1 – *учение о седиментогенезе*, т.е. о процессах и условиях современного и древнего осадконакопления и 2 – *учение о способах и закономерностях превращения осадков в породы и изменений последних внутри стратисферы (или учение о литогенезе)*.

Последний термин многократно менял свое смысловое содержание. Ныне имеются приверженцы трех различных его трактовок, в качестве символа стадий: 1) седиментогенеза и диагенеза (или превращения осадков в породы) – по Н.М. Страхову [1960], Н.В. Логвиненко [1968], В.Н. Холодову [1983, 2004] и др.; 2) седиментогенеза, диагенеза и катагенеза в со-

вокупности с гипергенезом – по Н.Б. Вассоевичу [1986]; 3) от диагенеза до регионального метаморфизма – по П.П. Тимофееву и др. [1974], Л.В. Анфимову [1997], В.Т. Фролову [1995], О.В. Япаскурту [1992, 1995, 1999] и др. Третья из перечисленных трактовок, по нашему мнению, наиболее логична, потому что термин, производный от греческих слов: *камень* («литос») и *рождение* («генезис») – символизирует структурно-вещественные преобразования, которые претерпел исходный осадок («седимент»). В данном понимании противопоставляются друг другу две категории природных процессов, которые принципиально разнятся своей сущностью и спецификой исследования и вместе с тем подчеркивается их временная и пространственная соподчиненность. Одна категория представляет собою процессы поверхностные и близповерхностные, именуемые *седиментогенными*, а другая – процессы в основном глубинные, именуемые *литогенетическими*. О них сегодня мы знаем гораздо меньше, чем о природных механизмах и закономерностях седиментогенеза.

Становится очевидной насущная потребность в разработке концептуальных основ теории взаимосвязей и взаимообусловленности экзо- и эндогенных процессов и факторов постседиментационного литогенеза (рудогенеза в том числе) применительно к многообразным условиям геологического эволюционирования континентальных и океанских литосферных блоков. Рассмотрим состояние и затронем некоторые аспекты развития данного учения.

Проблема стадийности литогенеза

Теоретическая база рассматриваемого научного направления была обеспечена основоположниками отечественной литологии Л.В. Пустоваловым [1940], Н.М. Страховым [1960], и М.С. Швецовым. Их идеи развивались последователями, учениками и учениками учеников. Максимальная результативность их работ пришлась на период между серединой прошлого века и началом его последнего десятилетия. Это труды, в первую очередь, Н.Б. Вассоевича [1975], А.Г. Коссовской [1962, 1980], А.Г. Коссовской и В.Д. Шутова [1955, 1976], А.В. Копелиовича [1965], Г.В. Карповой [1972], Н.В. Логвиненко [1968], Г.Н. Перозио [1971], Л.Б. Рухина [1953], П.П. Тимофеева и др. [1966, 1974], В.Д. Шутова [1975], а затем Л.В. Анфи-

мова [1982], В.А. Дрица и А.Г. Коссовской [1990, 1991], Г.А. Каледы [1985], Г.Ф. Крашенинникова и др. [1977, 1984], Б.А. Лебедева [1992], Н.В. Логвиненко и Л.В. Орловой [1987], В.Т. Лукьяновой [1995], А.А. Махнача [1989], В.И. Муравьева [1983], Ю.Р. Мазора и А.К. Матвеева [1974], Г.М. Парпаровой, С.Г. Неручева, А.В. Жукова и др. [Катагенез..., 1981], И.М. Симоновича [1978], Б.А. Соколова и О.В. Япаскурта [1983], В.Н. Холодова [1983], О.В. Япаскурта [1981, 1992] и др.

Тогда же существенный вклад в познание постседиментационных изменений был внесен зарубежными учеными: Г. Ларсеном, Дж.В. Чилингаром, Э.К. Десплесом, Г. Мюллером, В. Энгельгардтом и др. [Диагенез..., 1971], Ж. Милло [1968], Ф.Дж. Петтиджоном [1981], Р.К. Селли [1981], М. Фреем [Low temperature..., 1987] и др. ([Coombs, 1960; Dunoyer de Segonzac, 1970; Ernst, Blatt, 1964; Kisch 1987, 1990, 1991; Kubler, 1967; McDowell et al., 1980; Spotl et al., 1993; Hunziker et al., 1986; Hesse, Dalton, 1991; Weaver 1994; Yang, Hesse, 1991]).

Фундаментальными итогами совокупности вышеперечисленных трудов послужили: доказательства многоэтапности постседиментационных преобразований; разработки схем их пространственной зональности и временной стадийности применительно к различным структурно-тектоническим элементам континентов (в начале) и океанов (впоследствии); выявление генетических связей литогенеза с угле-, газо- и нефтегенерацией, со стратиформным рудообразованием и с эволюционированием гидросферы; корреляции постседиментационного стадияльного минералогенеза с коллекторными и инженерно-геологическими свойствами осадочных образований и др. При этом многие ученые (в первую очередь, отечественные) стремились к неперемнной универсализации и глобализации стадияльных схем.

Однако до сих пор осталась несогласованной базовая терминология. Представления о параметрах стадияльных границ у исследователей разных школ тоже расходятся. Аналитические обзоры приведены в работах [Холодов, 2004; Япаскурт, 1999]. Адресуя читателя к ним, кратко напомним о сути главных понятий и терминов.

Диагенез принимается нами в трактовке Н.М. Страхова [1960] как символ стадии превращения осадка в породу. Данной стадии свойственны процессы биохимического и фи-

зико-химического уравнивания компонентов осадка, представляющего собой, как правило, обводненную и неравновесную систему, в той или иной мере насыщенную органическим веществом (ОВ) – и живым (бактерии, грибки и др.), и мертвым. Эти процессы охватывают самые верхние слои БП – зону с толщиной порядка $n \times 10$ м – $n \times 10^2$ м.

Зарубежные геологи трактуют диагенез гораздо шире, распространяя его на все дометаморфические породные изменения, в интервалах разрезов толщиной до $n \times 10^3$ м и больше. Отечественные исследователи традиционно расчленили эти изменения на ряд зон, которым соответствуют обособленные стадии и подстадии «бытия осадочной породы». Их номенклатура, к сожалению, не универсальна. Следующая за диагенезом (в его страховском понимании) стадия именовалась либо *региональным эпигенезом* (Л.В. Пустовалов, А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов, А.В. Копелиович, Б.А. Лебедев, Г.Н. Перозио и др.), либо *катагенезом* (родоначальник термина А.Е. Ферсман, активные сторонники – Н.Б. Вассоевич и многие другие, включая автора).

Катагенез (термин, производный от греческого “ката” – вниз) трактуется как стадия вещественно-структурных преобразований, происходящих уже в собственно осадочной породе при повышенных давлениях (от 10 до 200 МПа) и температурах (t°) приблизительно от 20 до 200°C ($\pm 25^\circ\text{C}$), в присутствии и при активном участии подземных вод и (или) поровых растворов [Логвиненко, Орлова, 1987; Япаскурт, 1999].

Эта стадия расчленялась на подстадии по различным принципам: 1) минерально-парагенетическому [Коссовская, 1962; Эпигенез..., 1971; Япаскурт 1992]; 2) углепетрографическому [Мазор, Матвеев, 1974]; 3) согласно параметрам измененности рассеянного органического вещества (РОВ) [Вассоевич, 1986; Катагенез..., 1981] или 4) по смешанному принципу, объединив три предыдущих [Логвиненко, 1968; Логвиненко, Орлова, 1987; Малинин, 1963].

Первый (минерально-парагенетический) способ стадияльных построений популярен у исследователей в основном терригенных, вулканогенно-терригенных, кремнисто- и угленосно-терригенных формаций. Показателями степени измененности их пород служат: трансформационные ряды глинистых компонентов (смектиты–смешанослойные–ректориты–илли-

ты 1М–иллиты 2М₁ и др.); типоморфные особенности аутигенных слюд, хлоритов, кварца, цеолитов и др. (на уровне прецизионных кристаллохимических исследований [Коссовская, 1980; Симанович, 1978; Муравьев, 1983]); минеральные парагенезы цемента песчаников совместно с новообразованными микроструктурами (конформно-регенерационными, микростилолитовыми и др.). По комплексу этих показателей катагенез (региональный эпигенез) делится на две подстадии: *начальную (раннюю)* и *глубинную (позднюю)* [Эпигенез..., 1971]. Признаками последней считались: 1) массовые превращения глин в неразмокающие аргиллиты; 2) практически завершённые (95-100 %) трансформации их смектитовых компонентов в хлорит-иллитовые агрегаты; 3) совершенствование кристаллической структуры у аутигенных иллитов (начало смены политипов 1М на 2М₁); 4) массовое развитие конформных или инкорпорационных структур гравитационной коррозии в парагенезе с регенерацией обломочных частиц кварца и полевых шпатов в песчаниках и др. Делались построения с трехчленным делением этой же стадии на *слабый, умеренный и глубокий катагенез* [Кривошеева и др., 1977; Логвиненко, Орлова, 1987; Япаскурт, 1992, и др.], но они не нашли всеобщего признания.

В двух других категориях схем катагенез расчленяется дробнее – на основании численных замеров отражательных способностей витринитовых компонентов (R^o или R^a %%) в углефицированном ОВ или по аналитическим параметрам трансформированности РОВ. Такими способами угольщики выделяют до 8 ступеней, согласно технологическим маркам углей (от бурых до отощено-спекающихся включительно), а нефтяники делят катагенез на две подстадии: *протокатагенеза* (ПК) и *мезокатагенеза* (МК), объединивших, в свою очередь, три и пять *градаций* (ПК₁ – ПК₃ и МК₁ – МК₅). Их привязка к углемарочным шкалам выявила приблизительные соответствия: ПК отвечал этапам формирования бурых углей (ПК₁ = Б₁, ПК₂ = Б₂, ПК₃ = Б₃), а МК – каменных углей (МК₁ = Д, МК₂ = Г, МК₃ = Ж, МК₄ = К, МК₅ = ОС) [Вассоевич, 1986].

Все эти таксоны по своей сути представляют собой палеотемпературные ступени. Первоначально литологи стремились увязать их с минерально-парагенетическими стадияльными рубежами [Логвиненко, 1968; Ма-

линин, 1963]. Впоследствии выяснилось: «Между отражательной способностью витринита, минеральным составом глин, физическими свойствами песчаников и другими характеристиками осадочных пород не может быть всегда одинаковых соотношений, поскольку они в разной степени зависят от разных геологических факторов» [Катагенез..., 1981, с. 178]. В частности «для обоснования степени превращений конкретной породы обычно требуется учет 5-10 факторов. Это заметно отличает породы от содержащегося в них витринита, преобразование которого... контролируется максимальной температурой, распределением во времени скоростей осадконакопления...» [Катагенез..., 1981, с. 180].

Многочисленные исследования показали, что только местами, при быстром и компенсированном терригенными осадками погружении БП, последовательное нарастание измененности минеральных породных компонентов сверху вниз по разрезу приближенно совпадает с увеличением степени углефикации ОВ в том же направлении. Однако в иных случаях – прерывистого режима седиментации или тектонических перестроек структуры БП – корреляция между параметрами ОВ, РОВ и минеральных веществ заметно нарушается. Так, например, явно нелинейные соотношения и большие расхождения между интенсивностями процессов аутигенного минералогенеза и синхронных трансформаций ОВ были выявлены как последствия палеотектонических этапов сильных стрессовых воздействий на БП [Соколов, Япаскурт, 1983; Петрова и др., 2003]. В таких случаях измененность ОВ явно отставала от степени литифицированности песчано-глинистых отложений. Напротив, при слабом стрессе и наличии неглубоких очагов палеотермальных аномалий, показатели R^a заметно опередили степень породных катагенетических преобразований, что было показано В.М. Желинским в 1980 г. в мезозойском Южно-Якутском угольном бассейне.

Итак, реальные признаки породной измененности не всюду следуют вышеупомянутым классическим схемам. Последние создавались применительно к однообразным (по вещественному составу и по малочисленному набору фаций) терригенным отложениям стабильно и длительно погружавшихся депрессий (средний карбон Донецкого прогиба, поздний палеозой и ранний мезозой Палеоверх-

ноянского прогиба на пассивной палеоконтинентальной окраине, поздний мезозой Приверхоянского краевого прогиба, палеозой Карагандинского синклинория и др.). В них отчетливо наблюдались признаки переходов от ранней к позднекатагенетической подстадии. Однако и здесь попытки стадияльной детализации встречали известные трудности вследствие анизотропии свойств исходных осадков. Теперь хорошо известно, что разная фациально-генетическая принадлежность слоев и различия в вещественных составах седиментогенных компонентов сказываются на отставаниях или опережениях темпов развития минерально-структурных новообразований в различных литотипах даже там, где они часто переслаиваются. Этими различиями обуславливается «размытость» стадияльных границ, порождающая зрительный эффект *кажущейся постепенности* минеральных трансформаций.

Помимо этих БП с более или менее очевидной литогенетической зональностью, известны иные категории БП, где были констатированы существенные расхождения между реально наблюдаемой мозаичной картиной очень неоднородной измененности пород и идеализированными признаками стадияльных рубежей. Такие несоответствия очень подробно описаны и объяснены в монографиях о мезозойско-кайнозойских отложениях Предкавказья [Холодов, 1983] и Западной Сибири [Лебедев, 1992] и в недавних статьях [Карнюшина, 2001; Холодов, 2004]. Пример вышесказанного: «Осадочные формации в недрах нефтегазоносных бассейнов *преобразуются разнонаправленно*, что обусловлено выносом–привносом минерального вещества, наиболее характерным для процессов метасоматоза. Эти процессы проявляются в выщелачивании, переносе, осаждении компонентов и *формировании контрастной минералогической зональности* (курсив наш – авт.), сопровождаемой нередко чередованием зон разуплотнения и переплотнения» [Карнюшина, 2001, с. 15].

Причины, которые реально повлияли на такие несоответствия природных объектов теоретическим стадияльным схемам, многочисленны. Из них наиболее известны следующие: 1) своеобразие и неодинаковость реакций на одинаковые Р-*t*⁰ условия литогенеза у отложений разного состава и различной генетической природы [Япаскурт, 1992]; 2) взаимовлияние соседних или ближних литотипов

посредством флюидообмена и межслоевых миграций растворенных веществ (кремнезема, карбонатов и др.) [Крибари и др., 2004; Холодов, 1983]; 3) активизации минералогических процессов на водно-нефтяных контактах [Авчян и др., 1979; Карнюшина, 2001]; 4) межфациальные и межформационные перераспределения газоводных флюидов, вступающих в активное взаимодействие с чужеродными для них породами [Анфимов, 1997; Лебедев, 1992]; 5) возможные притоки флюидов из фундамента БП [Летников, 2000]; 6) изменения гидрогеологических режимов в БП, порождаемые инверсионно-тектоническими перестройками их структур и усилением открытости флюидно-породной системы, что стимулирует наложенные процессы каолинизации, декарбонатизации, децементации терригенных пород вперемежку с формированием горизонтов массовой их карбонатизации или окварцованности [Макхус, 1993; Карнюшина, 2001; Кривошеева, Соколов, 1980; Юсупова, 1982; Япаскурт, 1995, и др.].

Разновидности породных изменений, которые стимулируются импульсами поднятий фундамента БП, именуются многими литологами, вслед за Л.Б. Рухиным [1953], как образования *стадии регрессивного эпигенеза*, либо *регрессивного катагенеза* (последнее название лингвистически бессмысленно, потому что приставка «ката» означает «вниз», тогда как данные процессы побуждаемы импульсами воздымания осадочной толщи). Б.А. Лебедев [1992] использовал для таких случаев иной термин – «наложенно-эпигенетические процессы», противопоставляя их фоновым «стадияльно-эпигенетическим» преобразованиям (т.е. диагенезу и катагенезу погружавшейся толщи). Описывая их на конкретных территориях развития терригенных отложений юры и мела Западно-Сибирской плиты, этот исследователь пришел к заключению: «Из изложенного ясно, что нет и не может быть «универсальной шкалы катагенеза». Можно говорить о нескольких обобщенных шкалах применительно к наиболее существенным для теории и практики параметрам осадочных пород. Такими параметрами являются отражательная способность (показатель преломления) отдельных микрокомпонентов органического вещества, пористость и проницаемость песчаных пород, минерализация пластовых вод и некоторые другие» [Лебедев, 1992, с. 37].

Близкие к этим взгляды высказывает В.Н. Холодов [2004]. Но он затронул проблему глубже, привлекая внимание к назревшей необходимости переосмысления общепринятых стадияльных критериев и категорично утверждая о условности стадияльных границ и некорректности попыток детализации стадияльных подразделений. Этот исследователь утверждает, что «...построения Н.В. Логвиненко [1968], А.Г. Коссовской [1962], А.Г. Коссовской и В.Д. Шутова [1955, 1976], Г.В. Карповой [1972], Н.В. Логвиненко и Л.В. Орловой [1987], О.В. Япаскурта [1999] и др. становятся тем статистическим минералогическим фоном, интерпретация которого нуждается в серьезных поправках и уточнении путем изучения вертикальной и латеральной литолого-геохимической зональности в пластах-коллекторах и водоупорах» [Холодов, 2004, с. 127].

Соглашаясь со справедливостью этих строк в принципе, автор считает необходимым их дополнить и возразить в частностях. Прежде всего, уясним три принципиально важных тезиса: 1 – анализ причин некоторой виртуальности классических стадияльных схем, 2 – приемлемость (или неприемлемость) их к практическому пользованию впредь, 3 – конкретные способы стадияльных построений в будущем.

1. Главные причины расхождений классических стадияльных шкал с действительностью следуют из самой формулировки сущности процессов постседиментационного породообразования. Напомню ее.

Литогенез рассматривается нами как совокупность многофакторных процессов естественной историко-геологической эволюции флюидно-породной системы БП в стратифере (т.е. ниже уровней седиментогенеза и гипергенеза) [Япаскурт, 2002].

В этой многокомпонентной системе реализуются физико-химические процессы фазовой дифференциации вещества. Они осуществляются множеством способов и на многих системных уровнях [Япаскурт, 1999]: 1) внутри минеральных кристаллических решёток, аморфных минеральных и органических компонентов; 2) на межкомпонентном уровне – внутри породных слоев; 3) между соседними слоями и пачками пород; 4) на межформационном уровне (табл. 1).

Классические схемы стадийности постседиментационного литогенеза, в основе кото-

рых была принята аксиома о постепенном наращивании породных изменений по мере их углубления в БП, учитывали индикаторные признаки процессов только первых двух уровней. Межслоевая внутриформационная и межформационная флюидодинамика в расчет не принимались. Именно этой причиной обуславливается вышеупомянутое несоответствие сводных стадияльных схем фактическим данным о крайне неоднородной литифицированности пород в некоторых категориях нефтегазоносных БП.

И по той же причине некоторые литологи стали работать над типизацией постседиментационного породообразования на существенно иной – *гидрохимической основе*. Первую такую схему создал В.Н. Холодов [1983]. Он описал механизмы процессов и признаки трех основных типов катагенеза: *элизионного, инфльтрационного и гравитационно-рассольного*, добавив к ним впоследствии еще один тип смешанных породных преобразований. Похожую, но более дробную схему предложил А.А. Махнач [1989, 2000]. В его схеме учитывался еще и генезис подземных вод (атмосферные, талассогенные, петрогенные, мантийногенные), а также глубинные палео-^о условия БП. Эти идеи способствовали построению эффективных моделей катагенетического рудообразования [Анфимов, 1997; Крупенин, 1999; Холодов, Кикнадзе, 1989, и др.]. Однако при всех их достоинствах, гидрохимические классификации не могли объять необъятного – многих «элементарных» процессов компонентного уровня (табл. 1).

Возвращаясь снова к схемам, построенным по минерально-парагенетическому принципу, уместно напомнить о том, что все написанное выше о их расхождениях с реалиями относится в основном к самым ранним вариантам стадияльных построений – до начала 70-х годов прошлого века [Эпигенез..., 1971; Логвиненко, 1968, и др.]. Затем А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов, хорошо понимая причины и суть упомянутых расхождений, внесли существенные коррективы в схему, которая была опубликована в соавторстве с П.П. Тимофеевым и др. [1974].

Ими по сути решалась проблема учета совместного влияния на литогенез термобарических, седиментогенно-вещественных и гидрохимических факторов. Эти коррективы (усложнившие стадияльную типизацию) поче-

АСПЕКТЫ ТЕОРИИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Таблица 1

Ранжирование процессов литогенеза (по масштабности их проявления)

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

му-то остались малозаметными для геологической общественности, у которой в памяти прочно закрепились более простые для восприятия ранние конструкции.

В обновленной схеме упомянутых авторов многофакторные постдиагенетические породные изменения (именовавшиеся в то время эпигенетическими) расчленились на две *разномасштабные категории*: *региональный* и *наложенный* эпигенез. Первая, более крупная их категория распространялась на повсеместные (как бы «фоновые») преобразования, которые стадияльно расчленились с учетом минеральных индикаторов глубинных динамотермальных режимов. А вторая категория («наложенные» изменения) распространялась на все флуктуации породных свойств, которые возникали под влияниями водно-флюидных факторов – поверхностных (гипергенных) либо глубинных (гипогенных). О них авторы данной типизации писали так: «Определяющая особенность наложенного эпигенеза, отличающая его от регионального, – более узкий, локализованный характер проявлений в вертикальном и горизонтальном направлениях, не (или мало) зависящий от первичного характера пород и фациальных условий, в которых они формировались, а связанный главным образом с взаимодействием пород с проникающими растворами «чуждого» состава. По характеру воздействующих на породы растворов все явления наложенного эпигенеза могут быть подразделены на две группы: изменения, связанные с проникновением гипергенных растворов, и изменения, связанные с подтоком гипогенных растворов» [Тимофеев и др., 1974, с. 77].

Частным случаем подтипа гипергенного наложенного эпигенеза считались продукты взаимодействия проникающих вглубь депрессии поверхностных вод с породами, содержащими нефтяные битумы или другие типы скоплений ОВ. Там возникали зоны «геохимического противоречия» (геохимические барьеры), на которых происходила интенсивная разгрузка подземных водотоков, проводящая к вторичной карбонатизации, окварцеванию и другим локально наложенным породным изменениям. Последние могли возникать в породах, которые перед тем прошли любую стадию региональных (фоновых) преобразований.

Гипогенный наложенный эпигенез представлен достаточно сложными формами пространственной локализации аутигенного ми-

нералогенеза: «... в виде вертикальных зон, своего рода «столбов», связанных с системами сквозной вертикальной трещиноватости и горизонтальными зонами, или водопроницаемыми пластами. Конфигурация таких зон со специфической наложенной гипогенной минерализацией также имеет афациальный характер и определяется линейной конфигурацией тектонически раздробленных проницаемых зон и системой циркулирующих растворов» [Тимофеев и др., 1974, с. 78]. Эти новообразования зачастую контролируются линеаментами фундамента БП – участками его тектонической раздробленности, которой обеспечивалась вертикальная миграция флюидов внутри осадочного чехла. В качестве конкретных примеров приводились описания метасоматических «каолинитовых столбов», обнаруженных литологами над зонами разломов фундамента в комплексах терригенных пород мезозоя Западной Сибири и неогена Северного Сахалина; а также «анальцимовых столбов» в песчаных отложениях сеномана Западной Грузии. Помимо вертикальных проявлений этого вида породных изменений, описывалась и иная – горизонтально-пространственная гипогенная минерализация, обусловленная смешением и взаимодействием глубинных флюидов с вадозными близповерхностными растворами. «Пример такого процесса – пластовые гидротермальные изменения, часто имитирующие процессы образования кор выветривания, подробно описанные В.Н. Разумовой ...» [Тимофеев и др., 1974, с. 79].

Совершенно очевидно, что категория «наложенного эпигенеза» в данной схеме охватила все многообразие природных гидрогенных процессов, объединив в себе инфильтрационные, гравитационно-рассольные и отчасти элизионные механизмы минералообразования и пополнив их явлениями эндогенно-флюидных воздействий на породы.

Достоинство рассмотренной схемы этим не исчерпано. Ее создатели, обращаясь к принципам стадияльного расчленения фоновых регионально-эпигенетических (катагенетических, в нашем понимании) породных новообразований, типизировали их согласно геотектоническим обстановкам, под влияниями которых неодинаково протекали процессы литогенеза. Такая типизация в расширенном и доработанном ее варианте была опубликована в журнале «Геотектоника» [Коссовская, Шутов, 1976] и

сборнике [Кристаллохимия..., 1975, с. 19-34]. Она распространялась на все известные терригенные и вулканогенно-терригенные образования материков (эпигенез I типа), островных дуг (эпигенез II и III типов) и океанов (эпигенез IV типа). Тип I, свойственный областям с континентальной корой, формируется в породах стратифицированных отложений при погружении их в условиях геотермического градиента 15-20 °/км и P до 4-5 кбар (ему при напряженных P-t° условиях соответствует метаморфизм типа Барроу). Тип II проявлен в современных и древних окраинных зонах континентов с высокими значениями теплового поля – от 20 до 30 °/км (ему отвечает метаморфизм типа Абакума). Тип III – региональные преобразования тектонически активных окраин континентов с аномально высокими давлениями (5-10 кбар) и низкими температурами (смыкается с метаморфическими фациями типа глаукофановых сланцев). Каждому из этих типов соответствовали по 2-3 «фации регионального эпигенеза», то есть парагенетические ассоциации аутигенных минералов, унаследованно развивающиеся по конкретному спектру терригенных компонентов исходного осадка. Их глинистые минералы (в основном из групп смектитов, слюд, хлоритов и каолинита), а также цеолиты, которые чутко реагировали на нарастание P-t° параметров трансформациями своих кристаллических решеток, использовались в качестве важнейших индикаторов принадлежности пород к определенной стадии или подстадии постседиментационного литогенеза.

Используя эти построения применительно к межбассейновым стадияльным корреляциям, надо было вначале «выносить за скобки» наложенную литификацию, а затем сравнивать фоновые (региональные) преобразования с учетом параметров упомянутых выше «фаций» регионального преобразования пород. Это существенно расширило возможности стадияльного анализа, но все-таки не окончательно решило проблему точной датировки стадияльных границ при крупномасштабных исследованиях.

Объективной причиной несовершенства принципа построения любых минерально-парагенетических шкал было его подобие принципу ранжирования *равновесных* минеральных ассоциаций применительно к фациям регионального метаморфизма [Маракушев, 1993].

Между тем образования стадий литогенеза в большинстве отличаются от метапород именно *неуравновешенностью* своих минеральных фаз. В едином литотипе сосуществуют полигенетичные и разновозрастные минеральные парагенезы вследствие того, что дометаморфический P-t° режим в стратифере был недостаточно напряженным для обеспечения фазовых равновесий в многокомпонентных системах.

Поэтому перенесение принципа стадияльного расчленения метаморфизма на диа- и катагенез не могло не повлечь за собой некоторых противоречивых ситуаций. Однако по мере усиления интенсивности породных изменений данные противоречия устраняются. Так, например, многочисленные исследования БП, испытавших сильные динамотермальные воздействия и превращенных в складчатые системы (Верхоянье, Большой Кавказ, Урал и др.), показали возможность отчетливого выявления и картирования на местности очень характерных минерально-парагенетических и структурно-текстурных признаков послекатагенетической стадии *метагенеза* [Страхов, Логвиненко, 1959; Логвиненко, 1968; Симанович, Япаскурт, 2002], именуемой также *анхиметаморфизмом (анхизоной)* [Kubler, 1967], или *апокатегенезом (АК)* [Вассоевич, 1986].

Их признаки присущи в основном тектонически дислоцированным толщам – предельно уплотненной флюидно-породной системе с параметрами t° от 200 до 350°C и P > 200 МПа. Там сеть взаимосвязанных межкомпонентных пор исчезала, а потому возникали благоприятные условия для химических реакций между минеральными частицами в твердом состоянии. Активизировались процессы диффузии ионов к границам минеральных частиц, участились проявления метасоматоза и кристаллобластеза. В песчаниках, например, происходило массовое окварцевание либо альбитизация периферийных участков зерен полевых шпатов, почти полное разрушение (серицитизация, хлоритизация и др.) терригенных биотитов; появились структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза кварца [Симанович, 1978], зарождались текстуры кливажа или сланцеватости. Глинистые породы превращались в филлитовидные сланцы с высокой степенью кристалличности иллита [Kubler, 1967; Low temperature..., 1987], а угли становились тощими (Т), полуантрацитами либо антрацитами (А₁-А₃).

Иными словами, стадия метагенеза (анхиметаморфизма, апокатагенеза) характеризуется *метаморфогенными процессами*. Однако их продукты, в отличие от образований стадии зеленосланцевого метаморфизма, метастабильны, а минеральные парагенезы не всецело равновесны. Макроскопический облик пород еще явно осадочный (хотя микроструктуры искажены коррозионно-бластическими процессами на 60-100 %).

В последнее время появляется все больше фактических аргументаций стадияльной обособленности метагенеза. Высказывается версия о его принадлежности к проявлениям начального метаморфизма, наложенного на разные уровни катагенеза или даже диагенеза в условиях палеотемпературных аномалий при $P_s \gg P_f$ (где P_s – давление литостатическое, P_f – флюидное) [Маракушев, 1993; Симанович, Япаскурт, 2002]. Эта проблема нуждается в специальной проработке в будущем.

2. О п р и е м л е м о с т и фундаментальных схем стадийности постседиментационных образований можно сказать: они сыграли свою выдающуюся роль в становлении учения о литогенезе. Без них исследователи рисковали запутаться в хаосе множества переменных параметров и не «увидеть за деревьями леса», то есть не усмотреть неких общих закономерностей внутрискратисферного породообразования и преобразования.

Ценность упомянутых построений не утрачена и теперь. Эти схемы необходимы для удержания в памяти, а также для преподавания начинающим литологам, основ глобальной и неизбежно идеализированной модели – того плацдарма, опираясь на который предстоит сделать очередные шаги к познанию реальности в каждом конкретном БП и к принципиальному обновлению моделей и типизаций процессов литогенеза.

Приступая к таким задачам, следует обратить внимание на следующий методологический аспект. В основе стадияльных построений были и остаются наблюдения над признаками зональности изменений породных свойств. При этом иногда неоправданно отождествляются понятия: «зона» и «стадия» литогенеза. Такая *терминологическая подмена недопустима*. Она вводит нас в заблуждение относительно диагностики стадияльных границ. И она же (эта подмена) послужила одним из поводов для критики попыток де-

талидации стадияльной терминологии.

На самом деле конкретно выявляемые в геологических разрезах зоны аутигенного минералогенеза, либо зоны определенных значений индекса кристалличности иллитов [Kubler, 1967], либо зоны изменения каких-либо иных свойств вещества отражают некие, иногда весьма краткие, этапы времени бытия осадочной толщи. Однако по своей значимости и длительности *упомянутые этапы вовсе не обязательно соответствуют всей стадияльной категории* – такой, например, как вся подстадия раннего или позднего катагенеза, или граница между ними. Иными словами, давая выявленным зонам стадияльные «ярлыки», исследователь не всегда учитывает P - t° параметры конкретной стадии или подстадии, чем неизбежно вводит в заблуждение другого литолога, обратившегося к межбассейновым стадияльным корреляциям. Поэтому автор на раннем этапе своих работ именовал каждую из 9 зон различной измененности песчаных пород верхоянского комплекса не стадияльно, а по вещественно-структурным их признакам [Япаскурт, 1992]. Затем анализировались соотношения этих зон со стратозохронными уровнями, фациальными и формационными границами, нанесенными на палеотектонические профили БП. Лишь после этого делались выводы о стадийности постседиментационных процессов и ее эволюционировании в геологической истории данного БП.

Здесь, безусловно, надо согласиться с утверждением В.Н. Холодова [2004] о нецелесообразности чрезмерной детализации стадийных шкал. Но, в отличие от упомянутого исследователя, предложившего выделять в глобальном масштабе только две постседиментационные стадии: диагенез и катагенез, автор считает *уместной схемой: диагенез – катагенез слабый – катагенез глубокий*.

Последняя граница в этой схеме опознана практически повсеместно, в большинстве осадочных формаций, исключая только карбонатные (в которых стадияльные границы не проявлены по причинам, объясненным [Махнач, 1989, 2000; Осадочные..., 2004]). Признаки начала глубокого катагенеза (подробнее см. выше) соответствуют уровню стратисферы с палеотемпературной изоградой $100 \pm 20^\circ\text{C}$, при которой наступают особо благоприятные условия для ускоренных трансформаций смектитов в иллиты либо магне-

зиально-железистые хлориты (либо в их смеси), а также для начала трансформаций аутигенных иллитов политипа 1М в 2М₁ [Дриц, Коссовская, 1990, 1991; Кривошеева и др., 1977]. При этом мобилизуются огромные массы H₂O, растворенных SiO₂ и других веществ [Холодов, Недумов, 2001], которые, будучи выжатыми в межзерновые поры соседних песчаных пород, дают обильный материал для цементации последних. Близко к этому же уровню находятся главные зоны нефтеобразования в соответствующих формациях [Вассоевич, 1975, 1986].

Следовательно, оставление в сводной шкале двух катагенетических подстадий имеет определенный генетический смысл. Рубеж между ними устанавливается по оптическим наблюдениям в шлифах и рентгеноструктурным анализам терригенно-глинистых пород даже определеннее, чем область перехода от диагенеза к слабому катагенезу. И еще определеннее на практике диагностируется начало стадии метагенеза (анхиметаморфизма).

К вышесказанному надо сделать существенные добавления о том, что при стадийных исследованиях *не следует прямолинейно отождествлять степень литифицированности слоев (т.е. массу их аутигенного вещества, монолитность породы) с интенсивностью фоновых изменений по шкале ката- или метагенеза*. Датируя стадийность согласно принципам, заложенным в схемах А.Г. Коссовской, Н.В. Логвиненко и др., надо обращаться в первую очередь к конкретным параметрам аутигенных минерально-парагенетических ассоциаций и органических компонентов – даже в тех случаях, когда этих компонентов в породе оказалось мало. Потому что в данных схемах главными классификационными факторами приняты, как сказано выше, термодинамические режимы. Гидрогенный же режим может обеспечить локальную (наложенную) децементацию или сверхцементацию породы, создавая тем самым обманчивую видимость «ослабления» или «усиления» фонового литогенетического процесса. Но истинное его усиление фиксируют только кристаллохимические параметры минералов-индикаторов или показатели R^o, R^a и др., а не объемные количества этих веществ.

3. **Н а п р а в л е н и е д а л ь н е й ш и х и с с л е д о в а н и й** предполагает сочетание традиционных методических приемов с но-

выми теоретическими разработками. Выполняя их, наряду с попытками детализации «традиционной» схемы минерально-парагенетического датирования этапности постседиментационных преобразований, автор еще с 80-х годов XX века приступил к построению другой категории схем – *генетической (геодинамической) типизации литогенеза*. Тем самым развивались идеи, сформулированные в работе [Тимофеев и др., 1974].

Методика построений автора сводилась к нижеследующему. На палеофациальные профили осадочной формации наносились обособленно зоны минеральных парагенезов и вторичных структур песчаных отложений, зоны степени кристалличности иллитов и иных трансформаций глинистых компонентов, зоны R^o либо R^a и другие параметры, определенные в процессе массовых оптических и прецизионных лабораторных исследований. Затем анализировались характеры соотношений (согласных либо дискордантных) между простираниями каждой из вышеназванных зон и границ: фациальных, формационных, а также стратиграфических. Выявленные случаи несоответствия этих категорий не игнорировались, но использовались как ценный диагностический признак своеобразия режимов геологического развития палеобассейна.

Такие построения выявили очень разную картину, свойственную для конкретных типов (табл. 2). С учетом их были созданы и опубликованы первые варианты фрагмента схемы генетической типизации постседиментационных преобразований [Япаскурт, 1981, 1995]. В ее основу заложено понятие: *генетический тип литогенеза (ГТЛ) – такое закономерное соотношение зон минеральных и структурно-текстурных новообразований со стратиграфическими и фациальными границами в толще осадочных пород, которое порождено комплексом термодинамических и гидрохимических обстановок в стратиферре, обусловленных конкретными особенностями геологического развития осадочного бассейна или его участка* [Осадочные..., 2004, с. 220-221].

Выделенные согласно этому определению ГТЛ подразделялись на: *региональные фоновые, региональные наложенные и локальные наложенные* (табл. 2). К первым отнесен ГТЛ погружения, проявленный повсеместно и разделенный на подтипы: вялого погружения (синеклизы), интенсивного погружения (крае-

Генетические типы литогенетических преобразований в осадочных бассейнах с континентальным строением земной коры (по [Япаскурт, 1995], с дополнениями)

Надтипы		Типы литогенеза	Подтипы литогенеза	Типоморфные признаки	Тектоническая приуроченность
по масштабу проявлений	по времени проявлений				
1	2	3	4	5	6
Региональный	Фоновый	Погружения	Вялого	Парагенезы аутигенных минералов и интенсивность постдиагенетических преобразований зависят от фациальной природы осадков больше, чем от глубин их погружения; литогенетическая зональность нечеткая, отвечает слабому или умеренному катагенезу	В основном в чехле синеклиз (исключая осложняющие их линейные конседиментационные структуры меньшего порядка)
			Интенсивного	Отчетливо-постепенное нарастание интенсивности преобразований пород вниз по разрезу; «растянутость» в разрезе (на многие км) зон глубокого катагенеза, сменяемых зоной метагенеза; зональность коррелируется с усилением степени углефикации ОВ и имеет почти согласные границы со стратоизохронными уровнями; явные признаки элизионных гидрогенных процессов	Прогибы пассивных континентальных окраин, перикратонные и краевые на доинверсионных стадиях развития
			Прерывистого	Литогенетическая зональность усложнена локальными изменениями регрессивной направленности (децементацией, вторичной каолинизацией или карбонатизацией), приобретает очень выдержанный характер в разрезе и на площади	Антеклизы и положительные линейные платформенные структуры конседиментационной природы (валы и проч.)
	Наложный	Динамотермальной активизации	Интенсивной	Зоны глубоких постдиагенетических преобразований имеют резко несогласные соотношения со стратиграфическими, фациальными и формационными границами; существенные расхождения в интенсивностях преобразований минерального вещества и ОВ в породах; многоактные усиления их проявлениями метаморфизма на участках стратисферы с повышенной проницаемостью флюидных потоков	Складчатые пояса и области их сочленения с окраинно-платформенными структурами на инверсионных стадиях развития

Надтипы		Типы литогенеза	Подтипы литогенеза	Типоморфные признаки	Тектоническая приуроченность
по масштабу проявлений	по времени проявлений				
1	2	3	4	5	6
Региональный	Наложенный	Динамотермальной активизации	Умеренной	То же, но в малоконтрастной форме и без ареалов метаморфизованных пород; признаки инфильтрационных эпигенетических процессов	Структуры орогенной активизации платформенных либо складчатых сооружений
		Термальной активизации	—	На фоне регионального повышения уровня постдиагенетических преобразований пород и углей изореспленды степени углефикации куполообразно воздымаются вверх по разрезу, крестообразно пересекаясь с вогнутыми (повторяющими контуры впадины) контурами нарастающей измененности минеральных компонентов	Области отдаленного влияния глубинных магматических очагов (палингенной природы) и эндогенных горячих флюидов в рифтогенных структурах
Локальный	Наложенный	Контактово-магматических воздействий	—	Интенсивный рост измененности минерального вещества и ОВ в породах на коротких расстояниях (сотни, десятки метров) по мере приближения к ареалам ороговикования в контакте с интрузией	Участки непосредственно-го воздействия магматических расплавов на породы в складчатых системах, реже на платформах – в областях развития траппов
		Гидротермально-метасоматический	—	Регрессивно-эпигенетические изменения пород (каолинизация, карбонатизация, монтмориллонитизация и др.), практически не сказывающиеся на степени углефикации ОВ	Участки повышенной трещиноватости, разрывы с раздвиговой составляющей; ослабленные зоны вдоль поверхностей стратиграфических перерывов и несогласий
		Катакластический	—	Микроструктуры катаклаза и рекристаллизационно-грануляционного бластеза; углистое вещество реагирует слабо (только в непосредственной близости к сместителю разлома) малым повышением уровня катагенеза, а в основном – рассланцеванием и дроблением	Сместители взбросов, надвигов, покровов

вые прогибы и пассивные континентальные окраины, именовавшиеся прежде миогеосинклиналями), прерывистого погружения (антеклизы, линейные платформенные структуры). В БП, которые претерпели структурно-тектонические перестройки, этот тип усложнялся ГТЛ различных наложенных породных изменений.

В дальнейшем автор несколько видоизменил эту схему, включив в перечень ее классификационных признаков дополнительные параметры: показатели темпов погружения БП, степени их компенсируемости осадками и другие геологические особенности, существенно повлиявшие (прямо или косвенно) на своеобразие породных изменений. Эти построения здесь не рассматриваются, поскольку они недавно опубликованы в [Япаскурт, 2002; Япаскурт и др., 2003].

Обратимся теперь к некоторым принципиальным вопросам теории литогенетических процессов.

Системный анализ факторов литогенеза

Суммируя информацию предыдущего раздела, можно заключить, что любой осадочный комплекс, перемещаемый тектоническими движениями в течение длительного геологического времени на разные внутрилитосферные уровни, представляет собой *многокомпонентную саморазвивающую систему*, которая постоянно стремится достигнуть состояния физико-химической равновесности с периодически обновляемой средой своего местонахождения. Именно в противоречии «система–среда» заложена суть движущих сил для большинства механизмов постседиментационных породных изменений.

Кроме того, эта система сама по себе *внутренне противоречива*. Она формируется как изначально неравновесное образование еще на стадии седиментогенеза. В редких случаях, при сочетании благоприятных климатических и тектонических обстановок седиментации (тропический гумидный климат плюс вялый режим погружения дна бассейна), формируются «минералогически зрелые» отложения. Их компоненты близки к состоянию физико-химической равновесности, но не достигают таковой в абсолюте (учитывая наличие межкомпонентной водно-газово-бактериальной фазы).

Таким образом, уже в самой внутрисистемной структуре заложена возможность

для функционирования многих «элементарных» постседиментационных процессов (табл.1), а факторы среды стимулируют и ускоряют их (например, известное удвоение скорости химических реакций при каждом повышении t° на 10°C).

Впервые на все это обратил внимание Н.М. Страхов [1960]. Он писал, что в приповерхностных условиях диагенеза основным двигателем порообразования служили биохимические и химические реакции между разнородными осадочными компонентами, тогда как при глубинных постдиагенетических изменениях главенствующую роль приобрело противоречие между всем совокупным веществом породы и растущими воздействиями на нее Р и t° факторов.

Теперь к вышесказанному следует добавить, что неперенным «посредником» между ассоциациями породных компонентов (минеральных и органических) и Р- t° условиями недр служит *водно-флюидный режим в БП: он принадлежит к числу важнейших факторов постседиментационного преобразования пород* [Бро, 1980; Карцев, 1982; Кривошеева и др., 1977; Махнач, 1989; Шварцев, 1975]. В природе вообще не бывает «безводного» катагенеза. Забывая про это, некоторые исследователи выделяли особую категорию «гидротермального литогенеза» [Осадочные..., 2004, с. 272-306], хотя в действительности любой вид литогенеза гидротермален, но только динамика водно-флюидной фазы пребывает разной в зависимости от различных режимов эволюционирования конкретных БП.

Одно из подтверждений сказанному: «Всякое эпигенетическое (катагенетическое – прим. автора) минералообразование связано с реакциями в водном растворе. Даже механические деформации, например, вдавливание кварцевых зерен в обломки глинистых или глинизированных пород, на самом деле косвенно зависят от реакций локального растворения – переотложения. Во-первых, само такое вдавливание происходит тем интенсивнее, чем сильнее коррозия кварца глинистыми минералами соседнего обломка. Во-вторых, вдавливание происходит сильнее в те зерна, которые более интенсивно глинизированы, а замещение обломочных зерен глинистыми минералами тоже невозможно без водного раствора» [Лебедев, 1992, с. 118-119].

Это только частный пример. Их мно-

жество. Обобщенные сведения о гигантских масштабах миграции флюидов в осадочной оболочке по экспериментально-расчетным данным приводились Ф.А. Летниковым [1999, 2000], У. Файфом, Н. Прайсом и А. Томпсоном [1981], В.Н. Холодовым [1983], Л.Е. Яковлевым [Осадочные..., 2004, с. 323-331] и другими исследователями.

В данном случае принимается трактовка терминов по [Летников, 1999, с. 65]: *флюид* – это существенно водная, водно-газовая, паровая или газовая среда (состоящая из компонентов флюида в соединении с петрогенными, рудными и иными элементами), заключенная или переносимая в массе горных пород литосферы; *флюидный режим* – совокупность физико-химических параметров, характеризующих состояние флюидных систем. Последние в пределах всей земной коры и верхней мантии являются преимущественно открытыми, неравновесными и динамичными, т.е. обменивающимися с окружающей средой веществом и энергией. Любая из таких систем может быть представлена совокупностью малых равновесных подсистем. Данный постулат принимался Ф.А. Летниковым [2000] за основу применительно к анализу внутрилитосферного минералообразования.

Упомянутый исследователь одним из первых внедрил синергетические принципы в познание таких самоорганизующихся природных систем. Он заметил, что «... понятие об «управляющих параметрах», или «модах», введенное Г. Хакеном, оказалось весьма продуктивным, ибо позволяет из всего многообразия факторов, влияющих на состояние тех или иных систем, выделить один или два главных, оказывающих решающее влияние на процессы, протекающие в этих системах» [Летников, 2000, с. 212]. Таковым главным фактором применительно к стратисферной оболочке служит именно ее флюидный режим. Он находится в определенной генетической взаимозависимости с другими особо влиятельными факторами литогенеза: с термальным режимом недр и с различными видами давления (P_s – литостатического, P_f – флюидного и P_{st} – стрессового).

В самом общем виде их взаимосвязи таковы: «Водно-газовый или чисто газовый флюид является универсальным теплоносителем, накапливая тепло и химическую энергию в недрах литосферы и перенося ее к поверхности Земли. И если жидкий водный флюид

практически несжимаем, то газовые смеси могут быть сжаты до высоких плотностей, когда в небольшом объеме сжатого газа будет заключено значительное количество тепловой энергии. Поэтому наиболее глубинные флюиды переносят к поверхности планеты наибольшее количество тепловой энергии. В силу этого обстоятельства именно глубинные флюиды являются хранителем эндогенной тепловой энергии Земли, которая многократно превосходит суммарную энергию радиоактивного распада» [Летников, 1999, с. 64].

В каждом конкретном БП стратисферы на палеотемпературы существенно влияет тектонический режим. Он может создавать условия, благоприятные для подтока подкоровых флюидов, которые обеспечивают усиленный разогрев осадочной толщи. Кроме того, по известным теперь данным петрологов, подъем геотерм в стратисфере осуществляется за счет тепла, выделяемого при окислении восстановленных мантийных флюидов коровым веществом, в том числе и веществом пород стратисферы [Дегазация..., 1991, с. 10].

Проводниками для глубинных флюидов служат в первую очередь зоны кливажирования [Галкин, 1993] осадочных комплексов, коррелируемые со стадией метакристаллизации [Япаскурт, 1999]. В формировании их подчеркивалась *важнейшая роль флюидов*. Причем флюидный поток в различных геологических условиях мог обеспечиваться как собственными ресурсами формации, так и эндогенными источниками. Производя конкретные расчеты для случаев кливажирования слабометаморфизованных (т.е. предварительно существенно обезвоженных) пород, В.А. Галкин склонялся к признанию приоритетной роли ювенильных вод. «Для кливажной деформации довольно характерны величины сокращения до 20-30 %, причем часто все сокращение осуществляется за счет выноса растворимого вещества в масштабах шлифа, образца, части складки, иногда даже обнажения. Для явлений макровыноса *диффузионная модель*, как было отмечено, *маловероятна* (курсив наш – авт.). Но тогда для выноса необходимо количество флюида, в десятки и сотни раз превышающее объем породы!» [Галкин, 1993, с. 62]. Однако сама порода к началу ее метаморфизма, как правило, уже основательно обезвожена. Поэтому: «нам кажется, что всю сумму данных и расчетов можно объединить в модель, ко-

торая предполагает, что деформация с формированием кливажных парагенезов чаще всего осуществляется в толще пород, находящейся на пути флюидного метаморфогенного потока...» [Галкин, 1993, с. 63].

Расчеты (сделанные тем же исследователем) количеств флюида, проходящего в этих случаях сквозь минеральную систему, дают соотношения «флюид : порода», равные в среднем 2 : 1 – 5 : 1 (со значительным асимметричным разбросом от 20 : 1 до 1 : 1). Его полевые наблюдения свидетельствуют о наличии не только однонаправленных флюидных потоков, но и встречных (конвективных) миграциях. При этом не отрицается подсобная роль аутигенных ремобилизованных флюидов внутри кливажируемой толщи.

Сравнительно недавние эксперименты Ф.А. Летникова [1999] привели к открытию принципиально нового механизма флюидного массопереноса через толщи пород литосферы. Это перенос флюидов вдоль плоскостей расланцованных пород. Он заключается в скольжении пленок флюида вдоль плоскостей расланцевания почти на субмолекулярном уровне. Оказалось, что по массоемкости данный механизм на несколько порядков превосходит объемный флюидный перенос по зонам трещиноватости. Исходя из вышесказанного, делался вывод о том, что зоны бластомилонитов в разломах являются путями универсального и интенсивного массопереноса петрогенных, флюидных и рудных компонентов по всему разрезу литосферы. И лишь в самых верхних частях разломов, где пластические деформации сменяются хрупкими, происходит смена механизмов флюидного переноса: флюиды от пленочных переходят к существенно объемным, мигрируя по системам крупных пор и трещин. Соответственно этому и изменяются способы взаимодействия их с породами и формы отложения минералов на стадии катагенеза.

Другие важные факторы – P_s и P_f в стратифере взаимосвязаны с палеотемпературным режимом. Нельзя также недооценивать роль «бокового сжатия», или стресса, к которому неоднократно привлекали внимание петрологи-метаморфисты и некоторые тектонисты. Интерес к этому фактору P_{st} возрастает и у исследователей осадочных (нефтеносных, в том числе) бассейнов, так как экспериментальные исследования низкотемператур-

ных химических реакций при хрупком разрушении вещества (под односторонним давлением) показали, что: а) механическое разрушение вызывает скачкообразное возрастание скорости химических реакций; б) процесс этот имеет самоускоряющийся характер и даже при наличии локального очага напряжения охватывает большие объемы пород; в) распространение химических превращений в стороны от зоны разрушения имеет автоколебательный характер и само химическое превращение происходит скачкообразно [Чиков, 1992, с. 14].

Оказалось, что «увеличение свободной энергии низкотемпературной системы на 40-80 кДж/моль путем механической активации без изменения температуры смещает равновесие в сторону образования высокотемпературных продуктов – в тонкодисперсных средах (особенно в случаях деформации со сдвигом) при температуре менее 100°C возможны химические реакции, которые без активации протекают при температурах до 1000°C и более» [Чиков, 1992, с. 17].

Ранее о большой роли P_{st} в усилении катагенетических преобразований писал Б.А. Соколов, предлагавший особый термин для зон усиленных стрессовых влияний: «динамокатагенез», а также автор [Соколов, Япаскурт, 1983].

При новых разработках литогенетической типизации автором учитывались, помимо главных факторов (флюидного, t^o , P_s , P_f или P_{st}), несколько других, производных от палеогеографии и палеотектоники факторов, а именно: 1 – фациально-вещественные особенности осадочной формации; 2 – темпы погружения дна СБ, степень их непрерывности или прерывности; 3 – степень компенсируемости (или некомпенсируемости) впадины осадками; 4 – наличие (или отсутствие) инверсионных перестроек ее структуры; 5 – наличие (или отсутствие) влияний магматизма либо горячих флюидов из нижележащих геосфер. Подробные объяснения см. в [Япаскурт, 2002; Япаскурт и др., 2003].

В конечном итоге оказалось, что *прежде принимавшиеся во внимание абсолютные значения максимальных палеоглубин погружения породы не являются фактором определяющего значения*, если рассматривать его в отрыве от прочих вышеперечисленных факторов.

То же самое можно сказать и о явно переоцениваемом некоторыми исследователями «факторе времени»: «Интенсивность вторичных изменений осадочных пород при прочих

равных условиях зависит от длительности процесса... Но само время не является в прямом смысле породобразующим фактором» [Логвиненко, 1968, с. 13]. С этим полностью согласен автор, относящий время к категории *интегратора* многих факторных влияний.

Главным же интегратором всех этих влияний служит палеотектонический режим. А потому объекты типизации стадийности литогенеза необходимо выбирать с его учетом. Для лучшего познания типоморфных признаков «чистой линии» литогенетической зональности нужно выбирать БП с относительно стабильным режимом прогибания и, насколько возможно, с минимальными признаками эндогенных воздействий на породы. Следует также изучать преобразование осадочных пород в бассейнах со сложным тектоническим строением, учитывая, что в тектонически активных обстановках, с многократными перестройками структуры БП, полностью утрачивается зависимость между степенью катагенеза пород и палеоглубиной их погружения. В этих условиях осадочная формация как целостная флюидно-породная система во многом истощает свои флюидные ресурсы. Они способствуют постседиментационным изменениям в иной системе – в перекрывающих эту формацию отложениях.

В перспективе видится создание всеобъемлющей типизации литогенеза на новой, формационно-геодинамической основе. Она пребывает в стадии разработки. Вышеупомянутая схема автора не отразила всего многообразия природных явлений. В ней обобщены особенности литогенеза только для некоторых БП внутриплитных, пассивно-окраинных и орогенных, но не рассматриваются БП активных окраин континентов и океанов. Тем не менее, в данной неполной схеме были четко обозначены две самые распространенные категории постседиментационных изменений: во-первых, это вездесущие фоновые стадийные преобразования (или ГТЛ погружения) и, во-вторых, искажающие их наложенные изменения, которые активизируются либо термальными эндогенными аномалиями в геодинамических обстановках локального растяжения, либо P_{st} в обстановках сжатия, либо сложными сочетаниями термальных и компрессионных факторов [Япаскурт и др., 2003].

Во всех перечисленных случаях главными «переносчиками» влияния $P-t^o$ факто-

ров на породы были их водно-флюидные компоненты. Они в различных геодинамических обстановках могли иметь разную генетическую природу: сугубо местную, или внутриформационную (элизионные и частью инфильтрационные воды), либо ювенильно-эндогенную. В зависимости от их природы конечный результат взаимодействия таких флюидов с однотипным минеральным и органическим веществом бывает различен. Именно поэтому для дальнейшего совершенствования схемы типизации литогенеза желательнее учитывать генезис водно-флюидной фазы на всех этапах эволюционирования СБ и БП.

Литогенез – элемент всеобъемлющего закона фазовой дифференциации вещества геосфер

Анализируя массовый фактический материал о постседиментационных преобразованиях разновозрастных отложений, можно прийти к однозначному заключению о том, что на протяжении известного нам интервала геологической истории Земли многоэтапные литогенетические процессы в стратисфере обусловили *массовое перераспределение веществ, т.е. дифференциацию флюидно-минеральных фаз внутри постоянно обновляемой осадочной оболочки.* Иными словами, исследование механизмов диагенетических, ката- и метагенетических породных изменений всецело подтверждает и развивает идею об осадочной дифференциации вещества, которую сегодня можно с уверенностью назвать «главной теоретической концепцией литологии» [Холодов, 2001, с. 56].

Основы данной концепции были сформулированы применительно к седиментогенезу в начале прошлого века В.М. Гольдшмидтом и А.Е. Ферсманом, развиты и внедрены в сознание множества геологов Л.В. Пустоваловым [1940], глубоко теоретически проработаны Н.М. Страховым [1960] и ныне продолжают развиваться его последователями [Холодов, 1983, 2001].

Примечательно, что Н.М. Страхов, в отличие от своих предшественников, высказывал идею о *фазовой* дифференциации, распространяя ее и на постседиментационные стадии «...Н.М. Страхов не считал дифференциацию веществ в зоне осадкообразования одноактным процессом. Он справедливо от-

мечал, что фазовая дифференциация в несколько других формах продолжается в стадию субаквального диагенеза и последующего катагенеза» [Холодов, 2001, с. 67]. Процитированный исследователь, досконально изучивший геохимию катагенеза, пришел к нижеследующим выводам: 1) Катагенетические преобразования совершаются в открытых, полуоткрытых и закрытых физико-химических системах при широких вариациях t° и P . 2) При этом резко активизируется фазовое разделение вещества, осуществляемое посредством взаимодействий осадочных и вулканогенных пород, вадозных и подземных вод, газов и углеводородов – производных ОБ биосферы. 3) Инфильтрационное разделение вещества происходит при низких t° и P в приповерхностных участках стратисферы, где главной движущей силой этого процесса служит взаимодействие O_2 или сульфатов вадозных вод с восстановителями – POB , нефтью, углями и др., а миграция химических элементов нередко завершается их концентрацией в виде месторождений редких и радиоактивных элементов. 4) Элизионная фазовая дифференциация осуществляется в глубоких частях БП, при повышенных t° и P . Там формирование сложных газоводных флюидов, жидких и газообразных углеводородов и рассолов происходит в глинистых толщах, а миграция к дневной поверхности и трансформация под действием дегазации, микробиологической сульфатредукции и окисления способствуют не только разделению компонентов, но и образованию месторождений металлов [Холодов, 2001, с. 87].

Автор, работая над той же проблемой, обратил внимание на многомасштабность


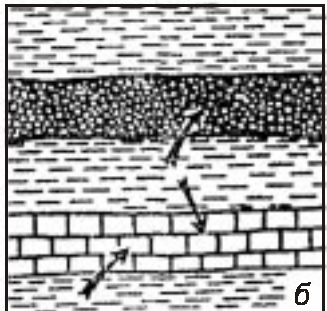
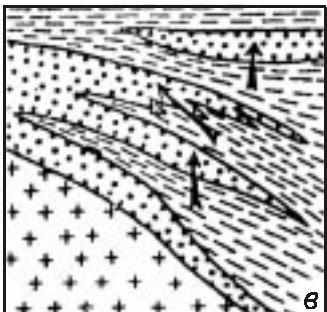
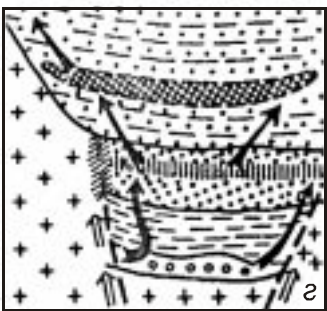
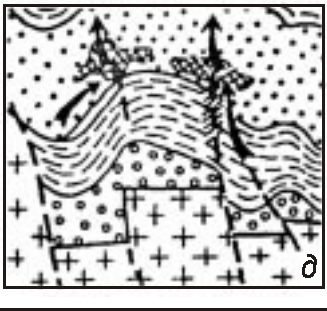
проявлений литогенетической дифференциации и предпринял системное ранжирование ее процессов [Япаскурт, 2002]. Иллюстрируя эту обобщенную модель (рис. 1), он исходил из основополагающего постулата о том, что в каждой саморазвивающейся флюидно-породной системе процессы фазовой дифференциации осуществляются множеством способов и на многих уровнях: 1) внутри минеральных кристаллических решеток, аморфных минеральных и органических компонентов; 2) внутри слоя, между его компонентами; 3) между соседними слоями и пачками пород; 4) между различными осадочными формациями.

На 1-м и 2-м микроуровнях (рис. 1а) осуществляется внутри- и межкомпонентная дифференциация посредством: минеральных трансформаций, кристаллобластеза (без фазовых изменений вещества) и аутигенеза (с фазовыми превращениями) в сочетании с коррозионными и диффузионными процессами. Всеми ими обеспечиваются условия, благоприятные для наследования породой химизма исходного осадка. Однако в действительности имеются некоторые отклонения от прямого наследования. Они неизбежны в связи с открытостью системы, в особенности в периоды пребывания ее на ранних стадиях литогенеза. При вхождении в подстадию глубокого катагенеза ($t^{\circ} = 100 \pm 20^{\circ}C$; $P = 80 \pm 20$ МПа) резко активизируются «элементарные» процессы (табл. 1). В особенности – внешне малозаметные трансформации глинистого вещества и терригенных слюдов в песчаных и алевропелитовых породах. Здесь они приобретают массовый характер. Так, например, нами [Япаскурт и др., 1999] при электронно-мик-

Рис. 1. Схема ранжирования литогенетических преобразований и изменений осадочных пород и их комплексов.

В левом столбце изображены схематические модели различных категорий преобразований, унаследованных от состава исходных осадков (а-в) и наложенных изменений (г-д); справа: I – названия выделенных категорий, II – их масштабность применительно к способам перераспределения вещества, III – стадии и типы литогенеза, которым свойственны категории а-д;

1 – фундамент ОБ; 2 – различные комплексы осадочных пород; 3 – зоны цементации и возникновения вторичной пористости; 4 – вторичная карбонатизация; 5 – вторичная каолинитизация, цеолитизация и др. новообразования; 6 – потоки флюидов и тепловой энергии (стрелки) вдоль разломов (пунктир); 7 – потоки флюидов, возникших вследствие трансформации осадочных минеральных и органических компонентов; 8 – различные литотипы; 9 – кластогенные компоненты в песчанике (состав обломков: q – кварц, pl – плагиоклаз, bi – биотит, l – литокласты; аутигенные образования: q – кварц, а – альбит, h – хлорит, са – кальцит, k – коррозионные микроструктуры).

I	II	III
 <p>1 мм</p>	<p>УНАСЛЕДОВАННЫЕ (ПЕРВИЧНО-ФОНОВЫЕ) ПРЕОБРАЗОВАНИЯ</p> <p><i>Внутрикомпонентное и межкомпонентное (внутрислоевое) перераспределение вещества</i></p>	<p>1. При литогенезе погружения (от стадии диагенеза до метаморфизма) 2. При литогенезе динамотермальной активизации (поздний ката-метагенез)</p>
 <p>1 м</p>	<p><i>Межслоевое перераспределение вещества</i></p>	<p>То же, на стадиях диагенеза и катагенеза (в основном на ранней или в самом начале поздней подстадии)</p>
 <p>1 км</p>	<p><i>Внутриформационное (межфациальное) перераспределение вещества (элизионными флюидами)</i></p>	<p>То же, на стадии катагенеза (в основном на поздней подстадии)</p>
 <p>10 км</p>	<p>НАЛОЖЕННЫЕ (ВТОРИЧНЫЕ) ИЗМЕНЕНИЯ</p> <p><i>Межформационное перераспределение вещества и (или) эдогенный поток - стимулятор процессов инфильтрационными флюидами)</i></p>	<p>Наложен на разные стадии литогенеза погружения (в основном катагенеза)</p>
 <p>10 км</p>	<p><i>Межформационное перераспределение вещества, стимулированное инверсионно-тектоническими перестройками структуры осадочного бассейна</i></p>	<p>Наложен на разные стадии при тектонических дислокациях; тип - регрессивный эпигенез или литогенез инверсионных преобразований осадочного бассейна</p>



роскопических и микрозондовых исследованиях пород мезозоя, вскрытых скважиной СГ-6 в осевой зоне Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта, было показано, что пластинка биотита может замещаться иллитом или хлоритами, резко различающимися по составу. При этом возникали новообразованные фазы, которые представлены кремнеземом, имеющим волокнистое строение; он выносится из кристаллической решетки биотита при замещении его хлоритом. Так же и терригенный мусковит, внешне кажущийся сохранным, в действительности испытывает существенные трансформации с формированием до пяти новообразованных минералов, расположенных параллельно спайности минерала-хозяина и представленных: двумя мусковит-фенгитами, заметно различающимися по железистости, хлоритом, альбитом и кварцем. Образование последнего легко объясняется сбрасыванием излишков кремнезема при замещении мусковита хлоритом, а альбит выделяется при взаимодействии натрия из парагонитовой (брамалитовой) составляющей мусковита. Иллитизация слюды порождает интенсивный вынос щелочей и, как следствие этого, повышение щелочности интерстиционных растворов, что в свою очередь способствует активизации коррозии обломочных зерен кварца и полевых шпатов. Так возникает существенный резерв для перемещения кремнезема и других веществ флюидами внутри слоя и даже за его пределами. И это только один из множества примеров внутри- и межкомпонентной дифференциации.

Совместно с ними на макроуровнях системы реализуется взаимовлияние процессов преобразования соседствующих литотипов с различными составом и генезисом (рис. 1б) или близлежащих фациальных комплексов (рис. 1в). В таких случаях мы имеем дело с более или менее крупными элементами единой флюидно-породной системы, отвечающей вещественному заполнению БП. Каждый из ее элементов, независимо от характера сочетания порообразующих процессов, проявлял себя только в одном из двух возможных качеств – *донора вещества* либо его *коллектора*. Внутрисистемная миграция вещества обеспечивается в основном элизинными или инфильтрационными процессами [Холодов, 1983, 2004].

Уточняя сказанное, добавим, что любой

природный процесс сложнее его модели и в действительности вероятны случаи, когда пласт или породный комплекс играет двойную роль – как генератор и вмещище флюидов, но в пределах некоторого времени одно из вышеупомянутых качеств доминировало.

Привнос в пласт чужеродного вещества, как известно, активизирует аутигенное минералообразование, метасоматические процессы и структурно-текстурные изменения (например, швы флюидоразрыва, будинирование отдельных слоев и др.). Все это искажает химизм и строение исходного осадка, однако в случае внутрiformационного перераспределения растворов искажения изначальных свойств осадков едва ли будут кардинальными. Поэтому все процессы, схематично изображенные в трех верхних рядах на рис. 1 (а-в), условно предлагается отнести к категории *унаследованных, или первично-фоновых, преобразований* осадков и пород на стадиях диагенеза, катагенеза и (возможно) раннего метагенеза. Такие преобразования свойственны в основном условиям погружения БП, которое обеспечивает последовательное вхождение осадочной формации в зоны, где увеличиваются P_s и P_r , а также нарастает t° .

В случаях межформационного перераспределения вещества инфильтрационными флюидами (рис. 1г) или при проникновении таковых из нижележащих геосфер (рис. 1д), минеральные изменения пород мало зависят от их исходного состава и генезиса, т.е. по существу они *афациальные*. Примерами служат «волнообразные» процессы глубинной коррозии и децементации терригенных пород, которые чередуются с процессами карбонатизации, как описано в [Бурлин, 1991], и хорошо известные в литературе проявления «регрессивно-эпигенетической» каолинизации песчаников [Япаскурт, 1995] и др.

Стимуляторами процессов такого типа служили, во-первых, усиление открытости флюидно-породной системы вследствие инверсионно-тектонических перестроек их структуры, а во-вторых, эндогенные t° импульсы под фундаментом БП. В обоих случаях существенно нарушалось равновесие $P_s \neq P_r$, дислокационные и литогенетические процессы становились взаимообусловленными; ими мобилизовались вещественные ресурсы самих формаций внутри БП. Эндогенные влияния на них были весьма существен-

ны, но реализованы только в опосредованной форме (через тектоногенез). Теоретически прямой эндогенный водно-флюидный подток вещества из глубинных недр также возможен, но доказательство его наличия в каждом конкретном случае требует сочетания стадияльно-петрографического анализа с определениями изотопии углерода, кислорода, серы.

Эту категорию новообразований (рис. 1г, д), в отличие от предыдущей, целесообразно именовать *наложенными, или вторичными, изменениями осадочных комплексов*. В данном случае термин «вторичные» условен. Он может оказаться не совсем точным по смысловой нагрузке, поскольку в действительности случается многократное чередование фоновых преобразований с наложенными (в определенной зависимости от палеотектонических условий эволюционирования БП).

Важным фактором флюидопроницаемости осадочных толщ и податливости их вторичным изменениям служат текстуры кливажирования пород (см. выше). До относительно недавнего времени их возникновение объяснялось чисто механическими моделями. Новаторская роль исследований ученых МГУ В.А. Галкина [1993], М.А. Гончарова и В.Г. Талицкого состояла в том, что в основе их модели кливажирования принята идея о *важнейшей роли физико-химических процессов литогенеза*. В.А. Галкин подчеркивал по этому поводу, что процесс кливажирования может: 1 – обеспечивать направленную дифференциацию вещества при деформациях в консолидированных породах; 2 – протекать в условиях не выше зеленосланцевой фации метаморфизма; 3 – обеспечивать перпендикулярность кливажа сжимающим напряжениям; 4 – обеспечивать развитие кливажных зон на границах зерен или вдоль крыльев микроизгибов.

В качестве механизма, удовлетворяющего вышеперечисленным условиям, служит компрессионная ползучесть, описываемая цепью: растворение под давлением – перенос – осаждение (кристаллизация). То есть тектонические напряжения порождают в породе микрозоны локализации повышенных и пониженных напряжений. В первых микрозонах некоторые минералы (кварц, кальцит, плагиоклазы и др.) растворяются и их вещество мигрирует при диффузии или фильтрации раствора в места пониженных напряжений.

Слабая растворимость другой части минералов (слюд, рудных) и РОВ обуславливает их остаточную концентрацию в местах растворения остальных компонентов. Эти «реститовые» области и представляют собой кливажные зоны.

Дальнейшие исследования позволили аргументировать *генетическое единство* кливажа с жилами кварцевого, карбонатного и другого состава, выполнявшими пустоты в трещинах отрыва [Галкин, 1993, с. 59]. Это – один из ощутимых результатов фазовой дифференциации.

Подводя итог вышесказанному, напомним, что литогенетические изменения характеризуются многофазностью и (как правило) *неравновесностью* конечных образований. Относительная равновесность достижима лишь в условиях интенсивного метаморфизма. При этом неуклонное стремление многокомпонентного вещества к равновесию с постоянно меняющимися параметрами окружающей среды в БП может иметь прогрессивную либо регрессивную направленность (рис. 2).

В целом можно констатировать свойственный земной коре круговорот дифференцируемых веществ. Он реализуется циклично. Самый полный цикл (V, см. рис. 2) – от экзогенной мобилизации вещества к седиментогенезу, диагенезу, катагенезу, а затем через метagenез к региональному метаморфизму, прогрессивно нарастающему вплоть до термобарических режимов переплавления пород и последующего застывания расплавов в виде магматических тел, воздымаемых в зону гипергенеза. Оттуда начинается следующий очередной цикл дифференционных процессов.

Разновидностью полного цикла (IV, см. рис. 2) является вариант, при котором метapороды не подвергаются переплавлению, а поступают либо через стадию регрессивного метаморфизма (при крайне замедленных темпах воздымания), либо, минуя ее (в случаях интенсивных тектонических перемещений), в приповерхностные условия гипергенных процессов. В природе известен также ряд укороченных циклов осадочного процесса (III и II, см. рис. 2), когда нематаморфизованные или очень слабо метаморфизованные породы подвергаются регрессивному эпигенезу, смыкающемуся с гипергенезом. Возможен также прерванный цикл (I, см. рис. 2), при котором едва подвергшиеся диагенезу осадки вновь

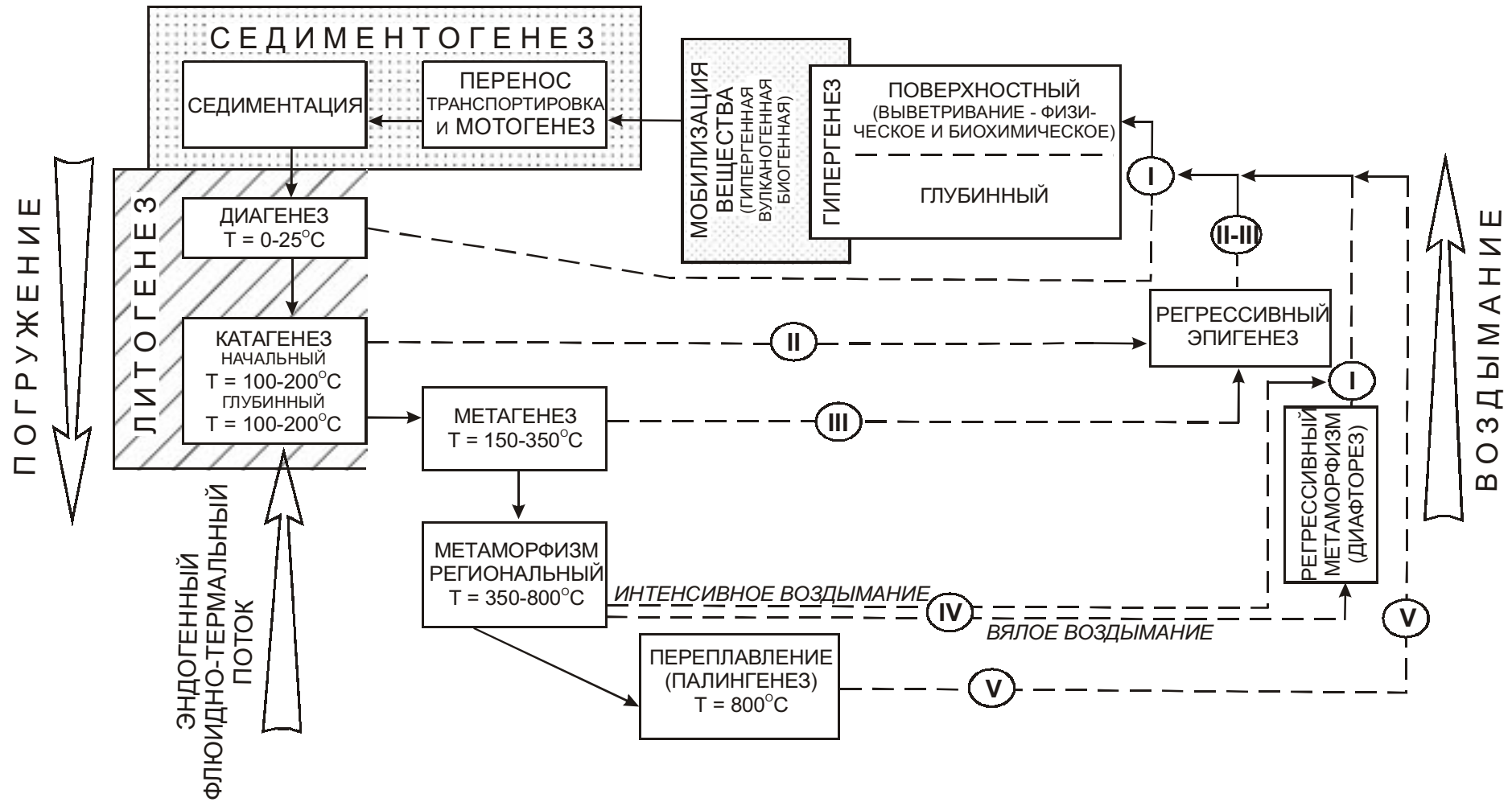


Рис. 2. Общая схема стадий и циклов осадочного породообразования, эндогенных и экзогенных породных изменений. Римскими цифрами обозначены циклы: I – прерванный, II и III – укороченные, IV – полный, V – полнейший.

разрушаются, и их компоненты тут же вовлекаются в новую стадию седиментогенеза.

Границы стадийных переходов, как правило, нерезкие. Однако свойственные каждой из них процессы реализуются импульсивно, или дискретно.

Дискретность процессов седименто- и литогенеза

До сих пор это положение, хорошо известное минералогам и петрологам, не находило должного отклика у литологов. Точнее говоря, литологи акцентировали внимание в основном на фактах фрактальности стратиграфической записи вследствие дискретности механизмов осадконакопления [Нургалиева, 2004; Фролов, 1995]. Механизмы постседиментационного литогенеза в таком же аспекте не привлекали к себе должного внимания.

Между тем можно привести немало доводов в пользу высказанного выше тезиса о том, что *зональность последиагенетического литогенеза представляет собою эффект интеграции прерывистых и не всегда синхронных глубинных процессов, многие из которых относительно кратковременны.*

Начнем с того, что к интерпретации результатов стадийных литологических наблюдений можно подходить по-разному. До сих пор широко распространена аксиома о непрерывности и постепенности наращивания структурно-вещественных изменений в комплексах осадочных отложений. Фиксируя литогенетическую зональность, мы видим сегодняшний статический результат, т.е. какой-то момент динамического уравнивания процессов минералогенеза. Наблюдать их в развитии мы не в состоянии из-за несопоставимой длительности этих процессов и срока нашей жизни. Поэтому нам кажется, что постседиментационные преобразования совершались плавно и постепенно.

Однако такое впечатление обманчиво. Его опровергают результаты накопленных за последнее время естественных и экспериментальных наблюдений (см. выше). Они позволяют высказать мнение о том, что «плавная» последовательность усложнения породных изменений – это только один из частных случаев природной зональности литогенеза. Она в действительности представляет собой эффект интеграции многих отно-

сительно кратковременных и не всегда синхронных эндогенных процессов. Таковыми были: 1) массовость развития в песчаниках структур гравитационной коррозии обломков – конформных, инкорпорационных, сутурных (уровень их появления отмечался в схемах Н.В. Логвиненко [1968] как один из реперных признаков начала подстадии глубинного катагенеза); 2) регенерация кварца, полевых шпатов и других кластогенных минералов; 3) развитие структур рекристаллизационного и рекристаллизационно-грануляционного бластеза кварца в песчаниках же (по И.М. Симановичу [1978] это признак динамотермальной активизации в начале метагенеза); 4) возникновение стилолитов, кливажа разрыва и других микротектур, рожденных процессами растворения под P_{st} и переотложения вещества в соответствии с «принципом Рикке» [Галкин, 1993]; 5) метасоматическая карбонатизация регрессивно-эпигенетической природы и др.

Накапливается все больше доказательств *скоротечности* такого рода преобразований. Вкратце сошлемся на некоторые из них.

Недавние исследования И.М. Симановича и В.В. Костылевой [1994] среднедевонских и нижнефранских отложений Среднего Тимана показали, что там структуры гравитационной коррозии в сочетании с регенерацией зерен кварца оказались развиты не в самых погруженных частях, но в бортовых зонах рифтогенной тектонической структуры. В едином разрезе песчаных толщ (пижемской свиты) было выявлено контрастное разделение структур растворения и регенерационных наростов. Первые из них были встречены только в прослоях песчаников с глинистым гидрослюдистым цементом, а аутигенный кварц замечен лишь в прослоях, изначально промытых от глинистого вещества. Это наблюдение свидетельствует в пользу версии о высокой скорости процессов растворения–выноса–осаждения кремнекислоты, опережающих диффузное межслоевое выравнивание кислотности–щелочности.

По мнению упоминаемых исследователей, вспышка вулканизма в бортовых участках депрессии сопровождалась общим увеличением теплового потока из недр, что активизировало геологически мгновенное развитие вышеперечисленных новообразований.

Эти данные хорошо согласуются с определениями скоростей регенерации кварце-

вых песчаных зерен в экспериментах Ч. Сесила, М. Хилда, В.Г. Эрнста, Х. Балтта и др. [Cecil, Heald, 1967; Dutton, Timothy, 1990; Ernst, Blatt, 1964; Heald, Renton, 1966; McBride, 1989]. В частности, скорости обрастания песчаных зерен кварцем, рассчитанные У. Филиппом [Philipp, 1963] на основе данных о миграции нефти в одном из месторождений ФРГ, позволили ему утверждать, что регенерационные каёмки вокруг 30 % зерен возникли в течение 50 тыс. лет. Такой срок представляется мгновением в масштабе геологического времени.

Если обратиться по аналогии к росту минералов из расплава в сложных многокомпонентных флюидных средах, то там, согласно обобщениям Ю.К. Воробьева [Закономерности..., 1990], этот процесс был прерывисто-циклическим, состоящим из следующих фаз: 1) отложения чистого материала; 2) замедления, вплоть до остановки роста кристалла; 3) релаксации; 4) интенсивного роста с захватом примесей (возникновением пойкилитовых включений). Аутигенез в осадочной породе, осуществляемый непременно в водно-флюидной и многокомпонентной среде, вне всякого сомнения, подчиняется тем же законам, по крайней мере в области температур 80-100°C и выше. Там такие процессы, как регенерация обломочных компонентов, а также рекристаллизационный бластез, несомненно, осуществлялись дискретно и в пределах ограниченных интервалов времени.

Найти способы точной фиксации этих временных интервалов применительно к геологической истории БП – значит вывести методику стадийного анализа на качественно новую ступень. В зарубежной литературе уже встречаются подобные попытки [Dutton, Timothy, 1990; Spotl et al., 1993]: применяя абсолютно-геохронологические, изотопные и другие виды прецизионных анализов в комплексе со стадийно-петрографическими наблюдениями, литологи четко датируют возрастные интервалы аутигенного минералогенеза в крупных БП применительно к кварцу, иллиту, полевым шпатам и карбонатам. При этом оказывалось, что временной интервал формирования отдельного минерального вида колебался от 2,2 млн. лет до 4 млн. лет максимум.

Итак, выяснив на многих конкретных примерах, что дискретность литогенетических процессов – явление весьма распространен-

ное, обратим внимание на то, что она имеет многоуровневый характер. К уровню нижнего ранга можно отнести зарождение или преобразование отдельного минерального вида, а самого высокого ранга – изменение флюидного и термобарического режима во всей системе, которую представляет собой осадочная формация в целом вместе с подстилающими ее и вышележащими образованиями.

Если обратиться к флюидному режиму в стратисфере, влияющему на аутигенез в целом, то здесь импульсивность и цикличность этих его влияний наиболее заметна. Она коррелируется с цикличностью развития геотектонических режимов развития осадочных бассейнов. Напомним, что, как неоднократно подчеркивал В.Е. Хаин, процессы тектоногенеза (включая и складкообразование) протекают непрерывно и постоянно, но обнаруживают при этом периодические резкие возрастания своей интенсивности, приводящие к существенным качественным изменениям – перестройкам внутренней структуры крупных участков литосферы. С подобными импульсами геотектонических активизаций удастся увязывать некоторые конкретные этапы постседиментационных преобразований или наложенных (вторичных) изменений в породах конкретной осадочной формации, о чем было сообщено в работах [Виноградов и др., 2003; Горохов и др., 2002; Япаскурт, 1999].

Такие же закономерности, устанавливаемые вначале эмпирическим путем, находят свое дальнейшее теоретическое объяснение, исходя из известных петрологам законов воздействия флюидных систем на минеральные компоненты. Для того, чтобы пояснить вышесказанное, напомним: в большинстве пород флюид может медленно просачиваться по границам зерен или внутри них. Водные пленки, адсорбированные на поверхностях минеральных зерен, обычно рассматриваются как катализаторы ускоренных минеральных превращений, которые осуществлялись бы без пленок H₂O очень «растянуто» – за периоды времени порядка 10⁸-10⁹ лет [Файф и др., 1981, с. 143]. Однако на границах зерен в породе существуют непрерывные и очень тонкие каналы, через которые флюид способен диффундировать с той же скоростью, как и растворенные вещества в общей его массе.

В конечном итоге каждая осадочная формация сама по себе является флюидоге-

нерирующей системой, и одновременно с этим она может пропускать через себя потоки флюидов из нижележащих породных комплексов (чему способствуют такие новообразования в литифицированных слоях, как швы флюидоразрыва, текстуры кливажа и тектонически ослабленные зоны различной морфологии). В том случае, когда скорость потока флюидов больше, чем реакции дегидратации и высвобождения флюида из пород, произойдет неполное выщелачивание вещества с неравновесным массопереносом на расстояние, определяющееся размерами трещин и реактивной емкостью флюида. Данная ситуация характерна для близповерхностных флюидных систем гидротермального изменения и минералоотложения в открытых трещинах. Стадиальные анализы минерального заполнения таких трещин (в форме кварцевых жил) отчетливо подтвердили импульсивный, т.е. прерывистый во времени характер минералоотложения [Файф и др., 1981, с. 341, рис. 11.15]. Этот процесс заполнения жил осуществлялся многократными и кратковременными циклами [Файф и др., 1981, с. 346-347].

Интересны также оценки темпов влияния реакций дегидратации различных минералов на темпы высвобождения флюидов. «Экспериментальные исследования свидетельствуют о том, что реакции дегидратации протекают со скоростью, допускающей их полное осуществление в течение нескольких недель, месяцев или лет. Все эти величины укладываются во временные масштабы тектонических процессов и позволяют сделать вывод, что процессы высвобождения флюидов вполне могут осуществиться в течение эпизода деформации» [Файф и др., 1981, с. 159]. Последние слова подтверждают сказанное ранее о возможной коррекции вторичных изменений пород с тектоническими активизациями.

Здесь же невольно возникает потребность в сравнениях этапности эволюционирования литогенетических процессов с известными моделями метаморфической эволюции фанерозойских складчатых поясов. По данным С.П. Кориковского, изотопное датирование ясно показывает, что весь проградно-ретроградный цикл метаморфизма ограничивается геологически очень коротким интервалом – от нескольких миллионов лет до 10-12 млн. лет, что несравнимо с длительностью стадии прогибания. Однако в пределах данного цикла

может проявиться до 5-6 этапов деформаций и расланцевания с меняющейся ориентировкой складчатых структур [Кориковский, 1995].

Применительно к стадиям предмета-морфизма – литогенеза некоторая (хотя и не полная) аналогия их циклически-импульсивного развития с эволюцией метаморфических комплексов обнаруживается только теперь.

По-видимому, импульсивность процессов, формирующих и изменяющих осадочные породы, и относительная их кратковременность распространены в природе гораздо чаще, чем это представлялось на первый взгляд. Однако импульсивность литогенеза во многих случаях имеет скрытый от прямого наблюдения характер, прежде всего в разрезах тех толщ, которые длительно пребывали в условиях стабильного погружения без инверсионных перестроек своей тектонической структуры. Резюмируя это, отметим, что *дискретность литогенетических процессов может рассматриваться как одно из частных проявлений всеобщего закона дискретности геологических форм движения материи* [Япаскерт, 1999].

Заключение

Следствием из всего вышеизложенного могут быть выводы: 1) процесс литогенеза в целом имеет непрерывно-прерывистый, нелинейный характер; 2) литогенез историчен и его следует реконструировать на основе историко-геологического подхода к наблюдениям на всех системных уровнях стадиального анализа (от минерального до формационного); 3) типизацию процессов литогенеза необходимо совершенствовать на генетической – формационно-геодинамической основе, чему посвящались наши специальные разработки (см. выше); 4) важными аспектами дальнейшего развития теории литогенеза представляются: моделирование постседиментационных процессов совместно с расчетами баланса межслоевых и межформационных перераспределений веществ в разнотипных БП, а также углубленные разработки проблем «литогенез и рудогенез», «литогенез и магматизм», «литогенез и метаморфизм», «литогенез и тектоногенез», «литогенез и экосистемы». Их мы коснемся в следующих публикациях.

Использованы материалы исследований по гранту РФФИ № 04-05-64045.

Список литературы

- Авчян Г.М., Матвеев А.А., Стефанкевич З.Б.* Петрофизика осадочных пород в глубинных условиях. М.: Недра, 1979. 224 с.
- Анфимов Л.В.* Формации и рудоносность нижнего рифея в Бакало-Саткинском горнорудном районе на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 5. С. 1227-1230.
- Анфимов Л.В.* Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 290 с.
- Бро Е.Г.* Влияние катагенеза на физические свойства терригенных пород и минерализацию подземных вод. Л.: Недра, 1980. 151 с.
- Бурлин Ю.К.* Литогенез нефтегазоносных толщ на континентальных окраинах // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1991. № 2. С. 36-45.
- Вассоевич Н.Б.* Происхождение нефти // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1975. № 5. С. 2-23.
- Вассоевич Н.Б.* Геохимия органического вещества и происхождение нефти. М.: Наука, 1986. 368 с.
- Виноградов В.И., Головин Д.И., Бужайте М.И., Бурзин М.Б.* Этапы эпигенетических преобразований верхнедокембрийских отложений центральной части Русской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 2. С. 209-214.
- Галкин В.А.* Роль флюидов в формировании деформационных структурных парагенезов // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1993. № 5. С. 59-70.
- Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Мат-лы III Всерос. совещ. М.: Изд-во МГУ, 2003. 430 с.
- Горохов И.М., Мельников Н.Н., Негруца В.З. и др.* Полистадийная эволюция иллита в верхнепротерозойских аргиллитах п-ова Средний, Мурманское побережье Баренцева моря // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 2. С. 188-207.
- Дегазация Земли и геотектоника: Тез. докл. III Всесоюз. совещ. М.: Наука. 1991. 261 с.
- Диагенез и катагенез осадочных образований / Под ред. Г. Ларсена, Дж. Чилингара. М.: Мир, 1971. 464 с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: Слюда, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с.
- Закономерности роста и эволюции кристаллов минералов. М.: Недра, 1990. 184 с.
- Карнюшина Е.Е.* Метасоматические явления в нефтегазоносных бассейнах // Вестн. МГУ. Сер. геол. 2001. № 3. С. 15-21.
- Каледа Г.А.* Изменчивость отложений на тектонических структурах. М.: Наука, 1985. 192 с.
- Карпова Г.В.* Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра, 1972. 173 с.
- Карцев А.А.* Стадийность литогенеза и гидрогеологические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 2. С. 107-112.
- Катагенез и нефтегазоносность. Л.: Недра, 1981. 240 с.
- Копелиович А.В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 310 с.
- Кориковский С.П.* Контрастные модели прогрессивно-ретроградной эволюции метаморфизма фанерозойских складчатых поясов в зонах коллизии и субдукции // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 45-63.
- Коссовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилной впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 204 с.
- Коссовская А.Г.* Проблемы геоминералогии // Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 110-158.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья // Докл. АН СССР. 1955. Т. 103. № 6. С. 1085-1088.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Типы регионального эпигенеза и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах // Геотектоника. 1976. № 2. С. 15-30.
- Крашенинников Г.Ф., Волкова А.Н., Иванова Н.В. и др.* Влияние генетических особенностей на формирование физико-механических свойств пород среднего карбона Донецкого бассейна // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1984. № 2. С. 37-52.
- Крашенинников Г.Ф., Япаскурт О.В.* Эпигенетические изменения пород северной части Ленского угленосного бассейна // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 3. С. 53-66.
- Кристаллохимия минералов и геохимические проблемы / Отв. редактор А.Г. Коссовская. М.: Наука, 1975. 292 с.
- Кривошеева З.А., Злочевская Р.И., Королев В.А., Сергеев Е.М.* О природе изменений состава и свойств глинистых пород в процессах литогенеза // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1977. № 4. С. 60-73.
- Кривошеева З.А., Соколов Б.А.* Образование нефтяных залежей в глинистых толщах в результате процесса разуплотнения // Геология нефти и газа. 1980. № 1. С. 26-29.
- Крибари Г.А., Морозов В.П., Королев Э.А., Пикалев С.Н.* Биогенные механизмы формирования доломитов с аномально-высокой пористостью // Литосфера. 2004. № 1. С. 31-40.
- Крупенин М.Т.* Условия формирования сидеритоносной бакальской свиты нижнего рифея (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 257 с.
- Лебедев Б.А.* Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 239 с.
- Летников Ф.А.* Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Смирновский сборник-99. М.: ВИНТИ. 1999. С. 63-98.

- Летников Ф.А.* Синергетические аспекты изучения природных открытых неравновесных систем // Докл. РАН. 2000. Т. 370. № 2. С. 212-215.
- Логвиненко Н.В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. М.: Наука, 1968. 92 с.
- Логвиненко Н.В., Орлова Л.В.* Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.
- Лукьянова В.Т.* Катагенез в орогенных областях. М.: Т-во науч. изданий КМК ЛТД, 1995. 174 с.
- Мазор Ю.Р., Матвеев А.К.* Изменения углей и вмещающих их пород // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 6. С. 68-80.
- Макхус М.* Условия формирования нефтеносных толщ бассейнов Сахарской платформы. Автореф. докт. дис. М.: МГУ, 1993. 86 с.
- Малинин С.Д.* Вторичные изменения пород, вмещающих ископаемые угли. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 132 с.
- Маракушев А.А.* Петрография. М.: Изд-во МГУ, 1993. 320 с.
- Маслов А.В., Алексеев В.П.* Осадочные формации и осадочные бассейны. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2003. 203 с.
- Махнач А.А.* Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника, 1989. 335 с.
- Махнач А.А.* Стадиальный анализ литогенеза. Минск: Белорусский госуниверситет, 2000. 255 с.
- Милло Ж.* Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). Л.: Недра, 1968. 359 с.
- Муравьев В.И.* Минеральные парагенезы глауконито-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 208 с.
- Нургалиева Н.Г.* Фрактальная природа стратиграфической записи: пермские осадочные разрезы стратотипической области // Георесурсы. 2003. № 2 (14). С. 10-17.
- Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа. М.: Научный мир. 2004. 526 с.
- Перозио Г.Н.* Эпигенез терригенных осадочных пород юры и мела центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1971. 160 с.
- Петрова В.В., Ле Тхи Нгьинь, Стукалова И.Е. и др.* Синхронные трансформации минеральной и органической составляющих осадочных пород в геологической структуре с тектоническим режимом первоначального растяжения и последующего сжатия // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 3. С. 251-266.
- Петтиджсон Ф.Дж.* Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
- Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Мат-лы I Всерос. литолог. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2000. 479 с.
- Пустовалов Л.В.* Петрография осадочных пород. М.-Л.: Гостоптехиздат, 1940. Ч. I. 476 с.; Ч. II. 420 с.
- Рухин Л.Б.* Основы литологии. Л.: Недра, 1953. 703 с.
- Селли Р.К.* Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 370 с.
- Симанович И.М.* Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 152 с.
- Симанович И.М., Костылева В.В.* Постседиментационные изменения девонских отложений Среднего Тимана // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 2. С. 66-78.
- Симанович И.М., Япаскерт О.В.* Геотектонические типы постседиментационных осадочных процессов // Вестн. МГУ. Сер. геол. 2002. № 6. С. 20-31.
- Соколов Б.А., Япаскерт О.В.* Катагенез пород и нефтегазоносность западной окраины Верхоянского миогеосинклинального осадочного бассейна // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность / Под ред. Н.Б. Вассоевича и П.П. Тимофеева. М.: Наука, 1983. С. 226-237.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 1: Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.
- Страхов Н.М., Логвиненко Н.В.* О стадиях осадочного породообразования и их наименовании // Докл. АН СССР. 1959. Т. 125. № 2. С. 389-392.
- Тимофеев П.П.* Генетическое учение об осадочных геологических формациях (к теории формационного анализа) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минералогия. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН. 2000. С. 15-27.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И.* Вторичные преобразования органического вещества в различных фациальных условиях // Литология и полезн. ископаемые. 1966. № 5. С. 27-36.
- Тимофеев П.П., Коссовская А.Г., Шутов В.Д. и др.* Новое в учении о стадиях осадочного породообразования // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 3. С. 58-82.
- Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
- Фролов В.Т.* Литология. Кн. 3. М.: Изд-во МГУ, 1995. 352 с.
- Холодов В.Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983. 152 с.
- Холодов В.Н.* Роль геохимии осадочного процесса в развитии литологии // Проблемы литологии, геохимии и осадочного рудогенеза / Отв. редактор О.В. Япаскерт. М.: Наука, 2001. С. 54-92.
- Холодов В.Н.* Проблемы стадиального анализа и развития литологии // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 2. С. 115-135.
- Холодов В.Н., Кикнадзе З.Р.* Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М.: Наука, 1989. 189 с.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.* Зона катагенетической гидрослюдизации глин – арена интенсивного перераспределения химических элементов. Сообщение 1 и 2 // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 5. С. 563-609.

- Чиков Б.М. Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия (обзор проблемы) // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 3-39.
- Шварцев С.Л. Разложение и синтез воды в процессе литогенеза // Геология и геофизика. 1975. № 5. С. 60-69.
- Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 110 с.
- Эпигенез и его минеральные индикаторы / Под ред. А.Г. Коссовской. М.: Наука, 1971. 110 с.
- Юсупова И.Ф. Новый фактор глубинной делитификации осадочных пород // Докл. РАН. 1992. Т. 324. № 6. С. 1281-1285.
- Япаскурт О.В. Типы постдиагенетических преобразований терригенных толщ Северного Верхоянья и прилегающей территории // Новое в современной литологии: Мат-лы науч. заседаний секции осад. пород МОИП М.: Наука, 1981. С. 51-55.
- Япаскурт О.В. Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. М.: Недра, 1992. 224 с.
- Япаскурт О.В. Стадиальный анализ литогенеза. М.: Изд-во МГУ, 1995. 142 с.
- Япаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратиферре: Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
- Япаскурт О.В. Литогенез и тектоногенез // Изв. Секции Наук о Земле РАЕН. 2002. Вып. 8. С. 142-150.
- Япаскурт О.В., Парфёнова О.В., Косоруков В.Л., Сухов А.В. Генезис и стадиальные преобразования слюд и хлоритов в разных геодинамических условиях литогенеза // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1999. № 5. С. 3-12.
- Япаскурт О.В., Ростоццева Ю.В., Карпова Е.В. Постседиментационный литогенез терригенных комплексов и палеотектоника // Литосфера. 2003. № 1. С. 39-53.
- Cecil Ch.B., Heald M.T. Experimental investigation of effects of coatings on quartz grains // Abstr. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1967. V. 51. P. 457.
- Coombs D.S. Lower grade mineral facies in New Zealand // Intern. Geol. Congress. 21-st Sess. Rep., Part 13. Copenhagen, 1960. P. 339-351.
- Dunoyer de Segonzac G. The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review // Sedimentology. 1970. V 15. № 3/4. P. 281-346.
- Dutton S.P., Timothy N.D. History of quartz cementation in the Lower Cretaceous Travis Peak formation, East Texas // J. Sediment. Petrol. 1990. V. 60. № 2. P. 191-202.
- Ernst W.G., Blatt H. Experimental study of quartz overgrowths and synthetic quartzites // J. Geol. 1964. V. 72. P. 461-470.
- Heald M.T., Renton J.J. Experimental study of sandstone cementation // J. of Sediment. Petrol. 1966. V. 36. N 4. P. 977-991.
- Hesse R., Dalton E. Diagenetic and low-grade metamorphic terranes of Gaspé Peninsula related to the geological structure of the Taconian and Acadian orogenic belts, Quebec Appalachians // J. Metamorph. Geol. 1991. V. 9. № 6. P. 775-790.
- Hunziker J.C., Frey M., Clauer N. et al. The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotope data from the Glarus Alps, Switzerland // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 157-180.
- Kisch H.J. Correlation between indicators of very low-grade metamorphism // Low Temperature Metamorphism / Ed. M. Frey. Glasgow: Blackie, 1987. P. 227-300.
- Kisch H.J. Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite «crystallinity» scales used for definition // J. Metam. Geol. 1990. V. 8. P. 31-46.
- Kisch H.J. Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction setting, and interlaboratory samples // J. Metamorph. Geol. 1991. V. 9. № 6. P. 665-670.
- Kubler B. La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait superieures du metamorphisme // Etages tectoniques. A la Bacconniere, Neuchatel (Suisse), 1967. P. 105-121.
- Low temperature metamorphism / Ed. M. Fray. New York: Blackie, 1987. 351 p.
- McBride E.F. Quartz cement in sandstones: a review // Earth Science Rev. 1989. V. 26. P. 69-112.
- McDowell S.D., Elders W.A. Authigenic layers silicate minerals in boreholes Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 74. P. 293-310.
- Philipp W. The history of margin in the Gilhorn trough (N.-W. Germany) // Proc. VI World Petrol. Congress. Sec. 1. Pap. 19. Frankfurt-a-M., 1963. P. 457-481.
- Spotl C., Matter A., Brevart O. Diagenesis and pore water evolution in the Keuper Reservoir. Paris (France) // J. Sediment. Petrol. 1993. № 54. P. 909-928.
- Weaver Ch.E. Shale-slate metamorphism in Southern Appalachians. Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo: Elsevier, 1984. 235 p.
- Yang C., Hesse R. Clay minerals as indicators of diagenetic and anchimetamorphic grade in an overthrust belt external domain of Southern Canadian Appalachians // Clay minerals. 1991. V. 26. № 2. P. 211-231.

Рецензент кандидат геол.-мин. наук М.Т. Крупенин