

Обзор концептуальных проблем литологии

ОБЗОР КОНЦЕПТУАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ ЛИТОЛОГИИ



МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ РАН

УЧРЕЖДЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН

ФГАОУ ВПО «КАЗАНСКИЙ (ПРИВОЛЖСКИЙ)
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»



ОБЗОР КОНЦЕПТУАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ ЛИТОЛОГИИ

Москва
ГЕОС
2012

УДК 552.5

ISBN 978-5-89118-570-8

Обзор концептуальных проблем литологии. – М.: ГЕОС, 2012. – 120 с.

Сборник содержит статьи по тематике избранных докладов, прочитанных литологами нашей страны на 6-м Всероссийском литологическом совещании в Казанском (Приволжском) федеральном университете с 26 по 29 сентября 2011. Материалы сборника отразили углубленное рассмотрение отдельных концептуальных проблем науки об осадочных образованиях Земли, их генезисе, эволюции в геологической истории планеты, а также о методических аспектах современного литологического исследования. Сборник предназначен для широкого круга геологов, работающих в области исследования осадочных горных пород и руд, а также для преподавателей и студентов геологических ВУЗов.

Ответственный редактор: заслуженный деятель науки РФ,
заслуженный профессор МГУ *О.В. Янакурт*

© ГИН РАН, 2012

© ГЕОС, 2012

ПРЕДИСЛОВИЕ

Данный сборник включает избранные статьи участников 6-го Всероссийского литологического совещания, которое было организовано в период 26-29 сентября 2011 г. Межведомственным литологическим комитетом (МЛК) РАН совместно с руководством ФГАОУ ВПО «Казанский (Приволжский) федеральный университет» и при действенной помощи ОАО «Татнефть» в г. Казани. Обсужденные на совещании проблемы, вопросы и краткие (4–6 стр.) статьи докладчиков опубликованы в двухтомном сборнике: «Концептуальные проблемы литологических исследований в России. Казань: Казан. Ун-т., 2011. Т. I – 514 с.; Т. II – 540 с.». Он финансируется РФФИ.

Здесь представлены работы по особо актуальным вопросам развития теории осадочного процесса. Эти статьи не полностью копируют сообщения (в основном, пленарные) их докладчиков, но освещают, конкретизируют и углубляют затронутые в докладах проблемы. Своей новизной и широким охватом самых разных направлений работ нынешних литологов публикуемые здесь работы дадут ценную информацию для всей геологической общественности.

Данный сборник финансируется Отделением наук о Земле РАН, поддержавшим все мероприятия по организации и успешному проведению вышеупомянутого форума отечественных литологов.

*Председатель МЛК РАН,
доктор геолого-минералогических
наук, профессор О.В. Япаскурт*

МЕТОДОЛОГИЯ ПОЗНАНИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА И НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ЕЁ ВНЕДРЕНИЯ В ПРАКТИКУ НАУЧНЫХ РАБОТ

О.В. Япаскурт

1. Вводные замечания о сферах интересов литологии, некоторой базовой терминологии и её смысловом содержании

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

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

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

родных и др. флюидов и тому подобное – в периоды пребывания нашего объекта в интервалах глубин порядка от 0,25–0,5 км до 7–12 км, максимум до 15 км (обычно меньше).

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

Как видим, главными производными этого чрезвычайно сложного и многоступенчатого процесса *sensu lato* служат **осадочные горные породы**. Ими именуются геологические тела минерального или органического состава, возникшие на земной поверхности либо вблизи нее под воздействием химических, физических и (или) биологических процессов (*sensu scripto*) и существующие в термодинамических ($T - P$) условиях, которые свойственны верхней части земной коры. Предельные параметры этих «условий верхней части земной коры», при которых существуют осадочные породы, в учебной литературе характеризуется приблизительно и не конкретно. Авторское их понимание (Япаскурт, 2008, а) будет сформулировано несколько ниже. Сперва замечу, что независимо от различия мнений геологов о конечных глубинах функционирования осадочного процесса, современное представление о главных свойствах его продуктов исходит из концепции В.И. Вернадского и (несколько позднее) Л.В. Пустовалова о том, что осадки и возникшие из них горные породы – это вовсе

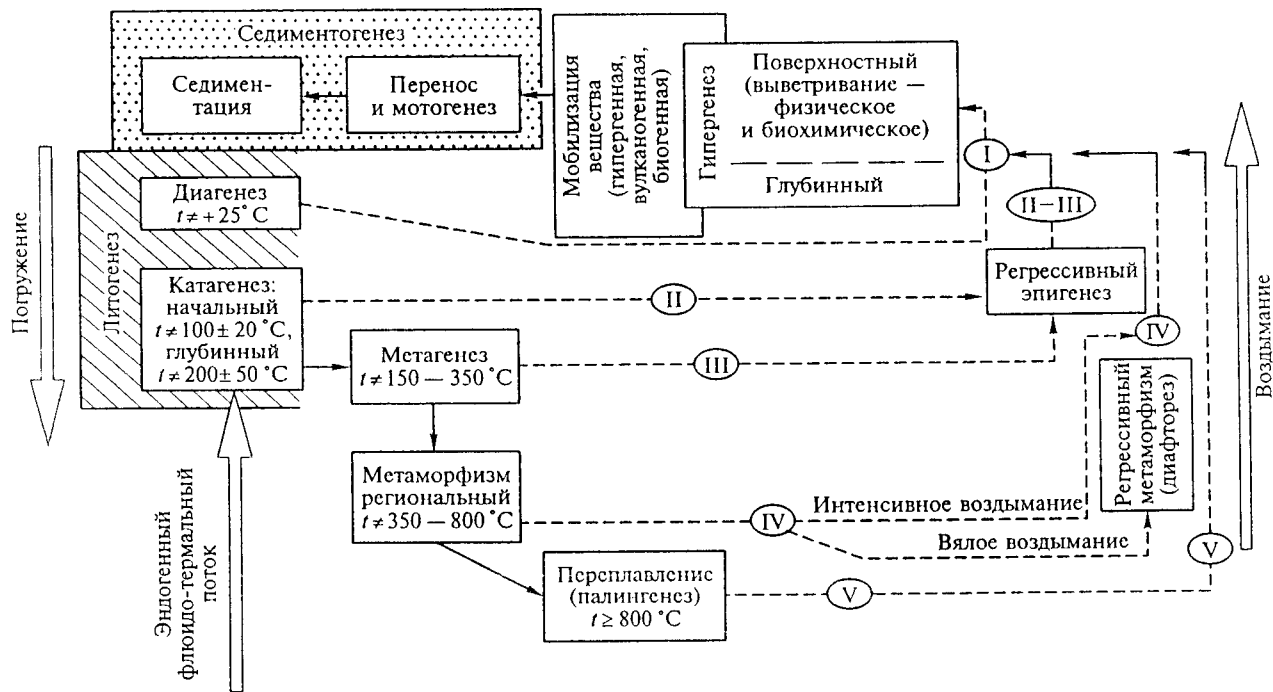


Рис. 1. Общая схема стадий и циклов осадочного породообразования, эндогенных и экзогенных породных изменений.
Циклы: I – прерванный; II, III – укороченные; IV – полный; V – полнейший

не хаотичные смеси каких угодно минеральных и органических частиц. Каждая осадочная порода представляет собой *закономерное сонахождение разноэтапных вполне определенных парагенетических ассоциаций минералов и ОВ, сформированных при конкретных стадиях осадочного цикла* (рис. 1) – при гипергенной либо вулканогенной мобилизации веществ, седиментогенезе, диагенезе, катагенезе (региональном эпигенезе) типов начального или глубокого погружения, регрессивного воздымания толщи и др., включая завершающий гипергенез в том случае, если мы имеем дело с породой из естественного обнажения или неглубоко залегающей, выше первого уровня грунтовых вод и потому доступной атмосферным агентам химического выветривания.

Уточняем терминологию. Употребляемые здесь понятия «*стадия*», «*подстадия*» и «*надстадия*» отражают строго определенные интервалы осадочного цикла, тогда как тоже часто встречаемое слово «*этап*» применяется нами в качестве термина свободного пользования, характеризующего любой фиксированный момент геологического события. Термин «*парагенез*» применяется здесь по А. Брейтгаупту, т.е. не как «сонахождения», а как *генетически обусловленное сочетание*. Именно в парагенетических ассоциациях пороодообразующих и акцессорных, аллотигенных и аутигенных минералов и ОВ закодированы многие аспекты геологической летописи и свидетельства условий формирования и изменения экзосфер нашей планеты. Это было показано вполне конкретно множеством литологов XX в.; среди отечественных – в первую очередь, самим Л.В. Пустоваловым, а затем В.П. Батуриным, Г.И. Бушинским, П.В. Зарицким, Ю.П. Казанским, В.С. Князевым, А.Г. Коссовской, Г.Ф. Крашенинниковым, Н.В. Логвиненко, Г.Н. Перозио, И.А. Преображенским и С.Г. Саркисяном, Г.И. Теодоровичем, В.Н. Холодовым, В.Н. Швановым и В.Т. Фроловым, В.Д. Шутовым, Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис и др.

Вся совокупность вышеупомянутых стадий осадочного процесса (начиная от мобилизации веществ гипергенным, биогенным и вулканогенным способами и завершая глубинным метаморфическим катагенезом) именовалась Н.Б. Вассоевичем (1983) и Г.Ф. Крашенинниковым (1987) обобщающим термином «*литогенез*» (от *lithos* – камень и *genesis* – рождение, *греч.*). Его они трактовали также, как в начале XX в считал Ог (Naug, 1907) (Геол. словарь, Том первый, 1973, с. 395). Иначе трактовали литогенез Н.М. Страхов (1960) и его последователи (А.А. Байков, В.И. Седлецкий, В.Н. Холодов и многие

др.), распространяя это понятие только на стадии гипергенеза, седиментогенеза и диагенеза осадков, процессы формирования которых и превращения в горные породы находятся, как правило, в сильной зависимости от климатических факторов влияния. Независимые от климата постдиагенетические образования стадий катагенеза и протометаморфизма (метагенеза) были отнесены к категории «вторичных изменений осадочных пород». Их стадийную принадлежность совсем по-иному понимали П.П. Тимофеев и литологи его школы (В.В. Еремеев, В.И. Копорулин, Б.В. Полянский, М.И. Тучкова, Ю.Г. Цеховский и др.). Они причислили к литогенезу только постседиментационные этапы породообразования, начиная от диагенеза осадков и после него – все катагенетические и метагенетические породные изменения; а сам П.П. Тимофеев в опубликованных им схемах стадийности осадко- и породообразования («седименто- и литогенез») отнес к литогенетической категории даже региональный метаморфизм погружения осадочной толщи. Тогда же В.Т. Фролов (1992) предложил понимать литогенез двояко: *sensu lato* – как совокупность всех стадий осадочного процесса и *sensu scripto* – как диагенез в совокупности с катагенезом и метагенезом. Автор изначально придерживался в основном терминологии П.П. Тимофеева (Япаскурт, 1992; 2008 а, б), но при этом он никогда не относил к категории литогенеза метаморфическую надстадию, принимая во внимание обособленность и своеобразие эндогенного «царства» *T* и *P* и флюидных режимов, которые обусловили почти стопроцентную замену в породе её седиментогенных, диагенетических и катагенетических компонентов минералами метаморфических фаций (последовательно): зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой, гранулитовой (Фации метаморфизма..., 1969). Предметом особого внимания послужила промежуточная между литогенезом и метаморфизмом стадия, которая именуется отечественными литологами **метагенезом** (Страхов, Логвиненко, 1959; Коссовская, Шутов, 1955; Эпигенез..., 1971), в англоязычной литературе – **анхиметаморфизмом**, а в работах нефтяников школы Н.Б. Вассоевича – **апокатагенезом**. Этой стадии отвечают параметры: $T \geq 350^{\circ}\text{C}$ и P около 200 МПа. До сих пор она считалась и многими считается ныне конечным пределом литогенеза. Однако, недавние исследования отечественных литологов и геохимиков (Симанович, Тучкова, 2010; Симанович, Япаскурт, 2003; 2005) выявили свидетельства стадийной обособленности метагенеза от предыдущих этапов катагенеза и его территориально-

генетическую причастность к периферическим ореолам зонального метаморфизма пород складчатых областей, где степень породных изменений не коррелируется с палеоглубинами их максимального погружения, но коррелируется с историко-геологическими этапами стресса и глубинных $P - T$ аномалий (Япаскурт, 1992; 2008, б). Учитывая все это, *образования стадии метагенеза можно рассматривать как внестратисферные, причислив их к начальным продуктам метаморфосферы*. Этот вывод представит интерес для геологов-поисковиков стратиформных руд благородных металлов в высокоуглеродистых («черносланцевых») осадочных комплексах, так как известны доказательства о коррелируемости этапов рудогенеза именно со стадией метагенеза таких пород – см. (Старостин, Япаскурт, 2007), главу 10 в (Япаскурт, 2008). Диагностические микроструктурно-вещественные признаки этой естественной границы перехода осадочной породы в качественно-новое состояние см. в работах (Япаскурт, 1985; 2005; 2008, а, б). А понятие «литогенез» автор склонен теперь трактовать *sensu lato*, по (Вассоевич, 1983; Крашенинников, 1985).

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

«**Геосфера**» – это термин, который широко использовал в своих трудах В.И. Вернадский. Процитируем ниже его аргументацию. «Мы видели, что в земной коре можно различать *оболочки* – более или менее правильные концентрические слои, охватывающие всю планету, меняющиеся с глубиной в вертикальном разрезе планеты и отличающиеся друг от друга характерными для каждой, только ей свойственными, особыми физическими, химическими и биологическими свойствами, геохимически резко различные. Можно представить себе земную кору, как совокупность таких оболочек.

Для этих оболочек Д. Меррэй в 1910 г предложил название *геосфер*. Я буду в дальнейшем пользоваться этим названием и связанным с ним понятием» (Вернадский, 1994, с. 203). И далее, там же: «Я сохраняю, однако и понятие *земных оболочек* и буду отличать геосферы и земные оболочки. Земная оболочка – понятие более общее и сложное, чем геосфера. Она захватывает, может быть, несколько геосфер. В то самое время, когда геосфера, как мы увидим, определяется по немногим – одному, двум параметрам равновесий, оболочка, если исходить из определения её границ от одной какой-нибудь геосферы (я принимаю за основную термодинамическую геосферу), включает

все те геосферы, которые географически с ней совпадают. Такой земной оболочкой является, например, биосфера, область жизни, захватывающая тропосферу, гидросферу и часть стратисферы (кору выветривания)».

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

Стратисферой, в полном соответствии с представлениями о ней В.И. Вернадского и Л.В. Пустовалова, именуем совокупность всех осадочных пород, возникших за всю историю существования Земли, сохранных от денудации и не перешедших в состояние метаморфических образований. «Это создание зоны осадкообразования, тех космических и планетарных сил, ... которые господствовали в течение долгого геологического времени, с тех пор как на Земле появилась твердая кора» (Пустовалов, 1940, ч. I, с. 26). Добавим к вышесказанному определению стратисферы ещё очень важный штрих к пониманию сути её строения и свойственных ей породо-, рудо- и нефтегенерационных процессов: она представляет собой *многокомпонентную, целостную, иерархически построенную минерально-органогенно-породно-флюидную саморазвивающуюся систему* (о системах и их саморазвитии см. ниже). В пределах стратисферы реализуются стадии постседиментационных преобразований вещественного состава и структуры осадков в осадочную горную породу, или *стадия диагенеза*. Она в трактовке её Н.М. Страховым, завершается в диапазоне преимущественно малых глубин – от первых десятков до сотен метров под поверхностью стратисферы (см. ниже). Глубже следуют последиагенетические *вторичные изменения* осадочных пород (термин использовали около середины XX в. одинаково Н.М. Страхов и Л.В. Пустовалов). Они наследуют особенности

исходного состава, структуры и текстуры осадка, меняя их в разной степени. Наиболее консервативными в этом процессе представляются седиментогенные текстуры, которые порой сохраняются вплоть до стадий интенсивного регионального метаморфизма (по академику А.В. Сидоренко и его ученикам). Впрочем, текстуры осадка порой сильно искажают вторичные стилолитизация, швы флюидоразрыва, кливаж и др. внутрискатерисферные новообразования. Структуры и вещественные составы отложений меняются гораздо заметнее. Примеры самых существенных изменений: 100 %-ная доломитизация известняка, возникновение аргиллита хлорит-иллитового состава за счет монтмориллонитовой глины, сплошная цементация песка постдиагенетическим кальцитом и др. Описания см. в книгах (Диагенез..., 1967; Селли, 1981; Япаскурт, 1995; 2008). При этом некоторые слои осадочных пород, приобретают такой минеральный состав и химизм, которые не наследуют минеральные составы и химизм первичного осадка. А у соседних с ними слоев, напротив, унаследование этих признаков кое-где сохраняется вплоть до метаморфизма включительно. То есть, вторичные изменения осадочного комплекса осуществляются очень неравномерно в одинаковых условиях глубинности залегания пород (подобно тому, как неодинаково стареют отдельные люди внутри единого сообщества).

Кратко напомним, что главную последиагенетическую стадию породных преобразований в отечественной литературе именуют **катагенезом** (по А.Е. Ферсману, Н.Б. Вассоевичу и Н.М. Страхову), или, реже, **региональным эпигенезом** (Л.В. Пустовлов, А.Г. Коссовская, В.Д. Шутов и др.). В англоязычных публикациях эти категории вместе с категорией диагенеза по Н.М. Страхову объединяет общее понятие **Diagenesis**, подразделяемый на раннюю и позднюю подстадии. У нас же делят эту стадию на несколько градаций, согласно показателям усиления измененности седиментогенного органического вещества (ОВ), согласно схеме Н.Б. Вассоевича 1975 г., либо на две три подстадии согласно поэтапной сменяемости аутигенных структурно-минеральных парагенезов в песчаных и глинистых породах (по А.Г. Коссовской, 1962, Н.В. Логвиненко, 1968 и др.).

Литологии на протяжении минувшего полувека меняли представления о роли катагенеза в осадочном процессе. Традиционно считалось, что главные черты фациально-формационного плана осадочных толщ создаются на стадии седиментогенеза и что после диагенеза осадков вторичные (катагенетические) породные изменения вплоть

до начала метаморфизма (а также и потом, при региональном виде метаморфизма) наследуют физико-химическую природу изначальных осадков. Это – известный «закон физико-химического наследования седиментогенеза Л.В. Пустовалова, опубликованный им в учебнике 1940 г. В ряде случаев он нашел свое реальное подтверждение. Но не всегда и не везде. Сейчас известны многие факты несоответствия природных явлений этому постулату (Лебедев, 1992; Холодов, 2006; Япаскурт, 2008).

Ниже стратисферы находятся метаморфосфера и магмосфера, принадлежащие комплексу эндогенных земных оболочек – их описание см. в (Хаин, Короновский, 2007).

Интересы литологии распространяются, как известно, на седиментосферы (нынешнюю и прошлые) и стратисферу. Методологические аспекты их исследования рассматриваются в следующем разделе, где акцентировано внимание на их новизне, на комплексности и системности подходов к познанию природных объектов. Но прежде чем перейти к их рассмотрению, задержимся на вопросе: где конкретно находится граница между сферами экзогенных и эндогенных процессов, и где тот уровень, на котором интересы литологии комплексируются с таковыми в метаморфической и магматической петрологиях? Вопрос этот не имеет однозначного ответа. В Геологическом словаре (1973) есть определения терминов: «процессы экзогенные (поверхностные)» и «процессы эндогенные». Первое из них сформулировано так: «... Процессы, вызванные в основном внешними по отношению к Земле силами; они происходят на поверхности Земли и в самых верхних частях литосферы (в зоне действия факторов гипергенеза). Обусловлены гл. обр. энергией солнечной радиации, силой тяжести и жизнедеятельностью организмов. К П.э. относятся: 1) выветривание горных пород; 2) перемещение продуктов выветривания под действием тяжести, посредством движущихся воды, ледников и ветра...; 3) образование осадочных пород и некоторых типов полезных ископаемых». (Геологический словарь, 1973, Т.2, с 155). Третий пункт в последней фразе, очевидно, имеет в виду зону и стадию диагенеза, в понимании их Н.М. Страховым (т.е. до глубины 0,25–0,5 км под земной поверхностью на континентах и в окраинных морях, и до 2 км в океанской абиссали).

«Процессы эндогенные – геол. процессы, вызванные в основном внутренними силами Земли и происходящие гл. обр. внутри Земли. Обусловлены энергией, выделяемой при развитии вещества Земли,

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

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

К собственно эндогенным образованиям целесообразно относить породы метаморфосферы и интрузивной магматосферы (совместно), принадлежащие к кругу интересов и специфических методов петрологии. Однако и здесь, при начальном метаморфизме – до его амфиболитовой фации, своеобразные черты осадочных пород наследуются настолько отчетливо (Япаскурт, 1999), что эти образования в равной мере составляют предмет внимания и петрологов, и литологов. Поэтому в свое время А.Г. Коссовская (1962) предлагала картировать наиболее четко выраженную границу между осадочными и метаморфическими образованиями по биотитовой изограде внутри фации зеленых сланцев. О.В. Япаскурт (1995, 2008) склонен поднять эту

границу до начальных признаков стадии метабенеза (см. выше), хотя она выявляется на практике труднее, чем зона метаморфогенной биотитизации. Общепринятой договоренности в данном случае еще не существует. Во всяком случае вопрос о природных границах между геосферами решается, но по мере детализации работ исследователя, решается не просто, и здесь еще остаются большие возможности для дальнейших уточнений.

Теперь стало очевидно, что весь осадочный цикл, начиная от стадий гипергенеза, седиментогенеза и завершая последующими (дометаморфическими) событиями, которые определили нынешнее состояние исследуемой породы – суть итог взаимодействия и обмена осадочным веществом и энергией между многими сферами планеты. Поэтому современная литология стала наукой о процессах не только экзогенного породообразования, но и о достаточно глубоких, внутрисферных породных изменениях, а также о факторах (местного и общепланетарного масштабов), управляющих всеми этими процессами.

Историко-геологические реконструкции такого рода процессов и факторов осадочного породообразования доступны литологам благодаря тому, что их наука располагает *специфическими, только ей присущими методами* исследования. Они чрезвычайно информативны, но до сих пор используются геологами и профессионалами др. специальностей не в «полную силу». Это триада неразрывно связанных между собой приемов: 1 – **стадиального анализа (СА)**, или выявления (в основном на микро- и наноуровнях) этапности формирования и разрушения породообразующих минеральных компонент в привязке этих этапов к событиям геологической истории места зарождения и пребывания исследуемой породы (Япаскерт, 2008), 2 – **генетического анализа (ГА)**, то есть истолкования структурно-текстурных и вещественных признаков процесса (способа) осадконакопления и 3 – **литолого-фациального анализа (ЛФА)** условий и палеогеографических обстановок осадконакопления (Тимофеев, 2006). Последний, самый главный метод литологов базируется на обобщении макронаблюдений, скрупулезных описаний геологических разрезов осадочных комплексов (в обнажениях либо кернах буровых скважин) и корреляции их на площади распространения этих комплексов. Тут используются классические приемы исторической и структурной геологии, но со своеобразными акцентами на: 1) детальнейшей послойной характеристике структурных, текстурных, палеонтологических и других признаков условий седиментации; 2) исследовании

временных и пространственных изменений таких признаков; 3) детальном анализе характеров межслоевых границ; 4) воплощении всех этих данных в категориях «литотип», «генетический тип», «фация», «макрофация», «обстановка седиментации», «палеоландшафт»; 5) выявлении и объяснении многограновой цикличности чередования генетических типов и фаций внутри осадочной толщи.

Исторически сложилось так, что вышеупомянутая триада методик стала главенствовать в фундаментальных литологических исследованиях накануне XXI в. Эти методы, претерпевая со временем свою неизбежную модернизацию, *продолжают и будут оставаться главенствующими вне зависимости от уровня технического совершенствования лабораторной аппаратуры и от постоянного притока фактологической информации, потому что их объединяет единый методологический принцип – это сравнительно-литологический подход к объекту исследования.* Он внедрен академиком Н.М. Страховым еще в первой половине XX века как основа для познания геологического прошлого посредством тщательного анализа процессов и условий современного осадкообразования на континентах и дне морей и океанов, непременно с коррективами, учитывая необратимый характер эволюции условий седиментации в истории нашей планеты. Следуя этому принципу, основатели отечественной литологии свои генетические заключения никогда не сводили к прямолинейному актуализму, или к униформизму, который исходит из постулата о том, что все процессы и условия осадкообразования прошлых геологических эпох были копией нынешних процессов и условий седиментации. Последние за время существования нашей планеты существенно эволюционировали попутно с эволюцией ландшафтно-климатических, атмосферно-гидросферных, биотических и тектонических факторов седиментогенеза. Поэтому актуалистические сравнения осуществимы непременно *с вероятностными* поправками. Они будут тем значительнее, чем древнее возраст изучаемой нами осадочной толщи.

Данный принцип исследования не только не утратил своей значимости, но напротив, остается краеугольным камнем фундаментальных теоретических построений науки об осадочном породообразовании. Иерархическое структурирование её разделов сегодня определилось вполне отчетливо. Основу их, как прежде, составляет петрографическое исследование осадков и осадочных горных пород: определение вещественного состава и морфологических особенностей породообразующих и второстепенных минеральных и органических

компонентов (полигенетичных – аллотигенных и аутигенных), а также описание структур, текстур, физико-механических свойств и внутрислоевых включений биогенных, кластогенных и минерально-агрегатных (конкреций). Над этим уровнем базовых исследований, анализируя их конкретную информацию в комплексе со сведениями иных наук, функционируют три самостоятельные раздела литологии, каждый из которых опирается на собственные приемы методики: 1 – реконструкция условий и обстановок седиментации с помощью приемов ГА и ЛФА; 2 – познание стадийности осадочного процесса, с реконструированием обстановок и факторов постседиментационного породообразования – методом СА в комплексе с ГА; 3 – надпородный уровень анализа *цикличности литогенеза* и *формационных обобщений* применительно к крупным фрагментам стратисферы. Итоги исследований вышеупомянутых разделов синтезирует общая теория литогенеза. Ее основы, заложенные Н.М. Страховым (1960, 1962) и развивавшиеся трудами Н.Б. Вассоевича, А.П. Лисицина, Н.В. Логвиненко, П.П. Тимофеева, Г.Ф. Крашенинникова, Л.Б. Рухина, В.Т. Фролова, В.Н. Холодова, А.Л. Яншина и др. видных литологов, продолжают быть в центре внимания Межведомственного литологического комитета (МЛК) РАН. На организованных им форумах российских литологов обсуждались аспекты исследований минувшего времени, которые предстоит нам развивать, объединяя их общей теоретической идеей. Она была зафиксирована в решениях Всероссийских литогенетических совещаний 2001 г. (Проблемы литологии..., 2001) и 2003–2008 гг. (Генетический..., 2003; Осадочные процессы..., 2006; Типы..., 2008). Её формулировка, с небольшими коррективами, такова: дальнейшие усилия в области фундаментальных литологических исследований нацеливаются на общее **приоритетное научное направление**: *это теория эволюции типов осадочного процесса, закономерностей осадко- и породообразования (включая осадочное рудообразование) в различных геодинамических условиях континентальных и океанских блоков земной коры, применительно к бассейнам седиментации и породообразования разного возраста – от раннеархейских до современных включительно.*

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

2. Методологические аспекты нынешней науки об осадочных образованиях

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

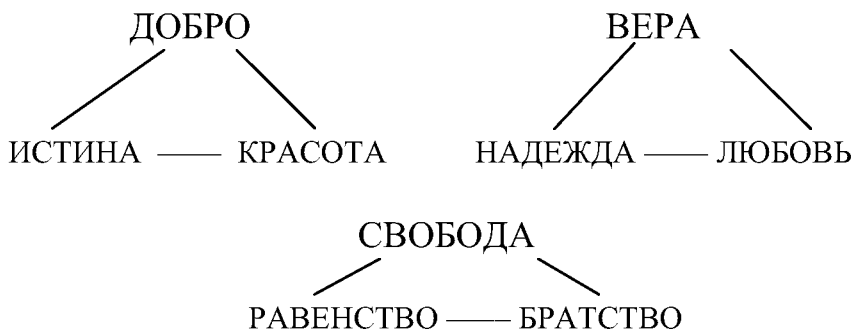
Из столь четкого определения следует, что сложные природные системы – биокосная седиментосфера и в большинстве своем косная стратисфера – суть системы, ранжируемые на множество, изучаемых геологами (и литологами, в первую очередь), подсистем и вполне доступные синергетическому принципу познания. Этот принцип занимается *поиском единого в самых разнообразных системах*. Он стремится внедрить единство в разрозненную картину мироздания, или, по словам Г. Хакена на конференции по синергетике 1982 г: «Информацию, перегруженную огромным количеством деталей, затемняющих суть дела, необходимо сжать, превратив в небольшое число законов, концепций или идей. Синергетику можно рассматри-

вать как одну из таких попыток» (Безручко, Короновский и др., 2010, с. 29). «Отвлекаясь от изначальной природы изучаемой системы, синергетика сводит ее до **модели**, которая затем изучается методами синергетики (которые, в свою очередь, также привнесены в синергетику из других наук и переосмыслены ею)» (Безручко, Короновский и др., 2010, с. 30). *Под моделью в данном случае понимается вещественный или мысленно представляемый аналог определенного оригинала, подобный ему в существенных для конкретного исследования чертах.* «Другими словами: модель – нечто похожее по своим свойствам на оригинал создаваемое и (или) используемое человеком для своих целей. Модели могут быть разными, более или менее богатыми свойствами... Моделированием называют процессы создания и использования моделей. Выбор той или иной модели определяется целью моделирования» (Безручко, Короновский и др., 2010, с. 37).

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

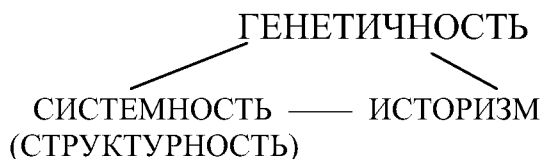
Теперь к процессу их построения целесообразно использовать ещё один **новый методологический аспект: целостный, или тер-**

нарный подход к исследуемому объекту. Суть его состоит в недостаточности традиционной **бинарной** схемы аналитических построений, выполнявшихся по принципу: «тепло-холодно», «хорошо-плохо», «правильно-ошибочно» и т.п. Однако этот принцип способен завести исследования в тупик, т.к. он при этом остается в одномерном мире, который задается только двумя точками, или двумя крайними вариантами решения проблемы. Приходится делать вынужденный выбор, по принципу «третьего не дано». Однако «Гёте не случайно говорил, что между двумя противоположными мнениями находится не истина, а проблема. Чтобы решить её, нужно выйти в дополнительное измерение, выбраться из бинарной схемы... Диада, или бинарная оппозиция есть элементарная структура анализа. Синтеза на ней не построить. Для синтеза требуется более ёмкая структура. Примеры из естественных наук показывают, что следует обратиться, по меньшей мере, к **триадам**» (Баранцев, 2009, с. 26) типа:



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

В литологии триада будет представлена так:



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

Системный подход применил и автор к анализу многограновых факторов влияния на процессы постседиментационного преобразования терригенных пород и их комплексов (Япаскурт, 2005). Ниже даны выдержки раздела его книги «3.2. Основы системного подхода к стадийным исследованиям литогенеза» (с. 131-137). Там констатируется, что приступая к раскрытию сложных взаимосвязей у множества разномасштабных и многофакторных (многопричинных) литогенетических процессов в верхних слоях земной коры, необходимо знать, что кора сама по себе представляется сложнейшей *открытой мегасистемой*, подверженной воздействию внешних сил – внутрипланетных и космических, т.е. поступлению извне энергии и вещества. И проблема познания эволюции литогенеза в этой мегасистеме включает в себя два главных раздела: 1 – раскрытие законов, которые обуславливаются внутрисистемными причинами; 2 – оценку роли факторов внешних воздействий на систему.

Система определяется как *совокупность элементов, находящихся в отношении и связях друг с другом и образующих целостность* (Бондарев, 2003, с. 140-141). Каждой системе присущ ряд необходимых для неё свойств. Главные шесть свойств ее таковы:

1. *Целостность* – принципиальная неделимость свойства системных элементов и невыводимость из них свойства целого, т.е. присущего самой системе.
2. *Эмерджентность* – наличие у системы специфического свойства, которое не присуще никакому ее элементу в отдельности. Иными словами, применительно к литогенетической системе простое суммирование элементарных качеств ее минеральных и органических компонент не адекватно качественным особенностям крупного геологического образования (формаций или всей стратисферы).
3. *Структурность*, или возможность описания системы через установление её структуры. В данном случае под структурой системы подразумеваются сети связей отношений её элементов. Элементами

здесь именуются неделимые части системы. При этом иные её части, состоящие более чем из одного элемента, именуют подсистемами.

4. *Иерархичность*, при которой каждый природный объект может рассматриваться как самостоятельная система (или подсистема), принадлежащая более обширной системе. Иными словами, «все существующие объекты и процессы имеют определенный уровень организованности» (Бондарев, 2003, с. 144). С учетом иерархичности системных структур автором произведено ранжирование литогенетических процессов и факторов.

5. *Взаимозависимость системы и среды* – это свойство, благодаря которому любая система обретает доступные нашему познанию признаки всех прочих своих свойств в результате взаимодействия с окружающей её средой. Это нашло отражение в формулировке Н.М. Страхова (1963) о сущности стадии катагенеза.

6. *Множественность описания системы* – трактуется так: вследствие сложности её строения и невозможности «объять необъятное» в познании всей этой сложности для исследователя допустимо построение любого множества теоретических моделей, каждая из которых описывает только какой-то определенный аспект системы. Данный тезис сводится, в частности, к правомочности сосуществования схем типизации литогенеза, построенных по разным принципам: минерально-парагенетическому (Коссовская, 1962; Эпигенез..., 1971), гидрохимическому (Махнач, 1989; Холодов, 1983), углепетрографическому, комплексному стадияльно-геодинамическому (Япаскерт, 1995; 2002) и др. Эти разноаспектные модели не исключают, но дополняют друг друга в различных порядках. Простейший пример их структурности таков: разные свойства алмаза и графита обусловлены разными структурами их кристаллических решеток при одинаковости химического состава. Применительно к более высокоорганизованным системам, например, осадочным формациям, можно сказать, что их свойства обуславливаются структурными связями множества разноранговых подсистем и элементов. А потому *оценки стадийности литогенеза осадочных формаций в принципе должны опираться не на выборочные параметры – свойства каких-то отдельных элементов* (например, на величины отражательных скоростей витринита – R^o , R^a или на параметры кристаллической решетки отдельного аутигенного минерала). *Стадийность литогенеза определима лишь с учетом структурных взаимосвязей у парагенетических ассоциаций всех новообразованных минералов и трансформированного ОВ, а*

также взаимосвязей всех претерпевших постседиментационные изменения генетических типов отложений, их флюидной фазы.

Отсюда следует, что широко распространенные до сих пор приемы оценок принадлежности осадочной толщи к той или иной градации катагенеза либо метагенеза, исходя только из численных значений R^o , R^a или из индекса кристалличности иллита, или иного единичного параметра – следует принимать с оговорками на некую степень приближенности к гораздо более сложной реальности. Эти параметры информативны только на начальных этапах СА. Но их не следует возводить в абсолют. Они нуждаются в последующем анализе связей многими другими системными элементами (Япаскурт, 2008, б).

Ко всему вышесказанному следует добавить сведения о том, что характерная особенность систем заключается в *наличии противоположных процессов, связывающих отдельные их части в единое целое*. «Одной из основных характеристик системы является структура, то есть совокупность составных частей и способ связи между ними» (Перельман, 1979, с. 14). Применяя теперь к понятию «*structure*» тринитарный подход, можно его символизировать так:



Эта триада, возникающая в результате воздействия на вещество осадка или породы определенного природного процесса *sensu scripto*, дает нам ключ к диагностике признаков такого процесса, которые подробно ранжированы и описаны в работах (Япаскурт, 1999, 2005 и 2008, а, б).

Вывод из всего этого таков: изучая внутрисистемную структуру (нано-, микро-, макро-, мегаразмеров) мы познаем способы связи между составными частями системы. А таковые принадлежат одной из двух вероятностных категорий: прямая и обратная. *Прямые связи* широко распространены в природе, например, влияние солнечного излучения на биогенные и физико-химические процессы в седиментосфере или влияние вещественного состава осадочной формации (её седиментифонда) на характер зональности катагенеза в стратисфере. *Обратная связь*, или «влияние выходного сигнала системы на её рабочие параметры» (Перельман, 1979, с. 15) может быть *положительна*, когда результат процесса усиливает его и система удаляется

от исходного состояния (например, метаморфизм осадочной формации) либо *отрицательна*, когда всякое отклонение от стационарного состояния порождает такие процессы, которые возвращают систему в исходное состояние (принцип тормозящего противодействия химических процессов Ле-Шателье).

Опережая несколько последующее повествование, отметим, что современный анализ способов связи между составными частями природных систем и между системами разного ранга (вся земная кора, её стратисфера, её бассейны породообразования, бассейны артезианские; вся седиментосфера, её гидросфера, атмосфера, коры выветривания, почвы морские и океанские илы и проч.) привел целый ряд исследователей к выводу о *самоорганизации* этих природных систем, а значит – базовому положению синергетики – см. в работах (Горяинов, Иванюк, 2001; Летников, 1992, 2004; Шабалин, 2006; Шварцев, 2005, 2007). Ими обоснованы тесно взаимосвязанные с самоорганизацией природные закономерности *необратимость* эволюции геосфер и *нелинейность* их внутрисистемных процессов, которые носят пороговый, или дискретный характер – при плавном изменении внешних условий поведение системы изменяется скачком (Найдыш, 2004, с. 545; Япаскурт, 1999, с. 245-246). Покажем это в следующем разделе, анализируя эти особенности строения и эволюции стратисферы в целом (по материалам прошлых и новейших работ исследователей).

3. Самоорганизация стратисферы

Итак, в предыдущих разделах мы видим, что по итогам накопленных к сегодняшнему дню стадияльно-литогенетических исследований, можно утверждать нижеследующее. Внутрискратисферные процессы формирования и разрушения минеральных парагенезов в осадках и породах многоэтапны, зачастую дискретны, несут в себе признаки конструктивности и деструктивности, которые перемежаются на протяжении длительной геологической истории формирования того или иного фрагмента стратисферы. Ассоциации её горных пород генерируют газоводные флюиды и, вместе с тем, нередко пропускают через себя чужеродные флюиды из нижележащих породных слоев и (или) из нижележащих геосфер. Системы «порода-флюид» неравновесны, но стремятся к равновесию. Они открыты, и подтоки энергии от соседних геосфер стимулируют и нередко ускоряют про-

цессы породообразования и всевозможных породных изменений, вплоть до перехода осадочной толщи и в качественно новое состояние метаморфического образования. И все это осуществляется *нелинейно* (см. ниже). Следовательно, *применительно к процессам катагенеза (эпигенеза) осадочных горных пород вполне применимо понятие о самоорганизации биокосной материи.*

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

Самоорганизация – это процессы спонтанного упорядочения (перехода от хаоса к порядку), образования и эволюции структур в открытых нелинейных средах (Князева, Курдюмов, 2007, с. 239). Закономерности процессов, самоорганизации неживой природы становятся, начиная с относительно недавнего времени главным объектом синергетики. Её основоположники – Г.Хакен и И.Пригожин подчеркивали, что все процессы, свойственные различным материальным системам, группируются в два антогонистических по своим свойствам типа. Первый из них принадлежит к системам замкнутым, и ведет к установлению их равновесного состояния, к максимальной степени неупорядочения и хаоса. К таковым образованиям геосфера вообще и стратисфера, в частности, не принадлежат. Они относятся к системам открытого (второго) типа им свойственны «.... Процессы, протекающие в открытых системах, в которых при определенных условиях из хаоса могут самопроизвольно возникнуть упорядоченные структуры, что и характеризует стремление к самоорганизации... Главными характеристиками второго типа процессов, в которых проявляется *способность к самоорганизации и возникновению диссипативных структур, являются неравновесность и нелинейность* [курсив наш – автор]. Природные процессы принципиально неравновесны и нелинейны...» (Алексеев, Панин, 2010, с. 451).

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

А нашем случае *нелинейность в мировоззренческом смысле* трактуется в согласии с определением (Князев, Курдюмов, 2007, с. 238). Это понятие означает: многовариантность путем эволюции системы и необратимость её эволюционных процессов, что доказано классиками литологии и геохимии осадочного процесса (см. в трудах Л.Б. Ронова, Н.М. Страхова, В.Е. Хаина, А.Л. Яншина и др.), а также

периодичность в чередовании различных стадий протекания процессов минералогенеза и литогенеза (усиления и ослабления интенсивности этих процессов, эволюции и инволюции, интеграции и частичного распада, дискретности), что следует из историй формирования сложной литогенетической зональности в платформенных мегабассейнах, к примеру, в Западно-Сибирском (Япаскерт, 2005; Япаскерт, Шиханов, 2009) или в постбассейновых складчато-надвиговых системах (Симанович, Тучкова, 2010; Япаскерт, 1992 и др.).

Все стадии осадочного процесса, таким образом, являют примеры самоорганизации. Обратимся здесь только к эпигенезису, применительно к которому «... именно Л.В. Пустовалов впервые четко показал физико-химическую сущность процессов диагенеза и катагенеза, заключающуюся в п р и с п о с о б л е н и и вещества формирующихся осадочных пород к новым условиям существования – сначала на дне водоемов, а затем в осадочной оболочке Земли – в стратисфере» (Крашенинников, 1985, с. 11). Сам Л.В. Пустовалов писал об этом в части I своего учебника такими словами: «Весь разнообразный материал, собирающийся в одном месте силами зоны осадкообразования [или седиментосферы – *примеч. автора*], часто бывает мало приспособлен как для дальнейшего совместного существования, так и для существования в той сфере, в которой он накапливается. Представляя, таким образом, весьма противоречивую и *далекую от равновесия систему* [курсив наш – *автор*], такой осадок будет стремиться достигнуть физико-химического равновесия как между составными частями осадка, так и с той средой которая его окружает. Такое равновесие вырабатывается путем: 1) химического взаимодействия составных частей осадка между собой, 2) путем удаления (растворения) из осадка одних компонентов и 3) приноса из окружающей среды в осадок других и т.д.» (Пустовалов, 1940, ч. I, с. 385). Такие превращения вещества в крайне неравновесных условиях, совершаемые зачастую дискретно (см. выше), при достижении некоторых параметров насыщения флюидом, Т и Р, приводит к возникновению в осадочных комплексах принципиально новых качеств и свойств (примеры: карбонатизированные и окварцованные песчаники наряду с регрессивно-децементированными песками; доломитизированные и раздоломитизированные известняки и др.) – суть наиболее отчетливые примеры самоорганизации материи. По большому счету сюда можно прибавить нефтегенерацию и генерацию стратиформных руд.

Поэтому к глубоким исследованиям синергетики осадочных процессов обратили на рубеже XX-XXI веков многие геологи: В.П. Алексеев (2011), П.М. Горяинов и Г.Ю. Иванюк (2001), И.Г. Киссин (2007), Э.А. Конторович (1991), Ф.А. Летников (1992 и др.), С.Л. Шварцев (1991, 1995, 2007) и др.

Из них И.Г. Киссин рассматривал флюидные системы и геофизические неоднородности шире внутристратисферных – в масштабе всей консолидированной коры, где циклически чередовались процессы метаморфогенные с осадочно-эпигенетическими. Исходным объектом исследования послужили широко распространенные в земной коре субгоризонтальные флюидные системы, которые фиксируются в геофизических полях как электропроводящие и низкоскоростные (волноводные) зоны, расположенные в средних и нижних частях коры и имеющие значительную протяженность при мощностях до 10-15 км. Их формирование и сохранение объяснимо процессами самоорганизации: «... Кора является открытой структурой, в которой осуществляется обмен веществом (флюидами) и энергией (теплом) со смежными оболочками. Применительно к флюидным системам в таком обмене участвуют потоки флюидов и тепла, как входящие в систему извне, так и генерирующиеся (или поглощающиеся) в самой системе под действием метаморфических реакций. В открытой структуре происходит самоорганизация – антиэнтропийный процесс, сопровождающийся поглощением энергии и направленный против равновесия... К подобным процессам относится и флюидизация консолидированной коры. Она развивается в поле высоких литостатических давлений и сопровождается разуплотнением пород. Разуплотнение может быть следствием метаморфической дегидратации либо тектонических подвижек» (Киссин, 2007, с. 97). Этот исследователь обосновал возможность циклических проявлений процессов дегидратации горных пород, указав, что зависимость эндотермических реакций дегидратации от парциального давления выделяющейся воды и от температуры (Т) приводит то к торможению реакции, то к её последующей активизации при определенных изменениях данных показателей. При этом «Р–Т условия и тектонический режим способствовали развитию самоорганизующейся системы, определяющей чередование слоев флюидонасыщенных и плотных, в которых развивались процессы метаморфизма – соответственно прогрессивного (дегидратация) и регрессивного (гидратация)» (Киссин, 2007, с. 98). В такой системе флюидные потоки активизируют тектонические

процессы, а последние приводят к усилению миграции флюидов – эту взаимозависимость И.Г. Киссин назвал самоорганизацией «посредством взаимного возбуждения». В итоге: «Взаимодействие флюидных потоков и тектонического деформирования происходит с участием **нелинейных процессов** [разрядка наша – автор], причем воздействия флюидов служит основным фактором, определяющим нелинейность.. Изменения среды могут быть очень быстрыми, и нелинейная положительная обратная связь приводит к ускоренному самоподстегивающемуся росту процесса. Эти условия получили название режимов с обострением, когда в открытых нелинейных структурах происходит сверхбыстрое нарастание процессов в течение ограниченного промежутка времени...» (Киссин, 2007, с. 99).

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

стратисфере система: вода – порода и, в особенности, *вода – глинистая порода, которая, по расчетам С.Л. Шварцева, способна аккумулировать солнечную энергию и передавать информацию.*

Аргументируя это заключение, его автор начал с того, что вопрос о равновесно-неравновесном состоянии в системе вода – порода, как о ведущем факторе системной самоорганизации – не ставился прежде, до 60-х г.г. XX в., когда были разработаны методы и программы расчета этого равновесия трудами Р.М. Гаррелса, Ч.Л. Крайсто, Х.К. Хелгесона, П.Б. Бартона за рубежом, а у нас – Д.С. Коржинского. При этом оказалось, что в реальной действительности равновесие в системе вода – порода не определяется скоростью движения воды или скоростью изменения независимых параметров. Вопрос оказался более сложным. Например, С.Л. Шварцев ещё в 1978 г. пришел к заключению, что в зоне гипергенеза *система вода – порода носит равновесно-неравновесный характер*, т.е. водный раствор всегда неравновесен с отдельными минералами магматического или метаморфического генезиса, но одновременно он равновесен с определенной гаммой вторичных (аутигенных) минеральных фаз, «Следовательно, мы имеем дело с внутренне противоречивой, способной к самопроизвольному, непрерывному, геологически длительному развитию с образованием принципиально новых минеральных фаз и геохимических типов воды» (Шварцев, 1991, с. 46; 2007, с. 72). При этом все воды при обычной температуре всегда насыщены к каким-либо вторичным минералам, которые формируются в этой системе, но одновременно всегда не насыщены хотя бы к части первичных (эндогенных) минералов, которые поэтому растворяются водой. Конкретные расчеты параметров химических реакций гидролиза, с побочными колебаниями значений pH, убеждают исследователя в том, что «...в системе вода–порода имеется целая серия процессов, которые препятствуют установлению равновесия водного раствора с растворимыми водой эндогенными алюмосиликатами» (Шварцев, 2007, с. 75). И это справедливо не только применительно к гипергенезу. Было показано, что неравновесное состояние воды с эндогенными алюмосиликатами характерно и для диагенетических и последиагенетических стадий, то есть всюду, где имеется жидкая вода, вплоть до ее критической температуры, примерно до 400°C, или практически для разреза всей земной коры.

Отсюда следовал принципиально возможный вывод: «Приведенные данные убедительно показывают, что **система жидкая вода –**

порода в пределах земной коры развивается в условиях, далеких от равновесия, которые определяют принципиальные возможности развития этой системы как прогрессивно самоорганизующейся диссипативной структуры в понимании И.Р. Пригожина. Для синергетики, неравновесности – не источник гибели, а, напротив, – основание становления упорядоченности, причина структурогенеза и эволюции системы в целом. Неравновесность – движущая сила эволюции...» (Шварцев, 2007, с. 77). Далее на конкретных примерах цитируемый исследователь показал, как система вода – порода, развиваясь в области, далекой от равновесия, в течение геологического длительного времени трансформируется и формирует новые минеральные образования в различных зонах гипергенеза, гидротермального метасоматоза, катагенеза и др., ссылаясь на известные литологам примеры стадийностей вторичного минералообразования, отмечая попутно, что «формирование и рост вторичных минеральных фаз в строгом единстве с геохимической средой есть саморазвивающийся процесс, так как он протекает в направлении от частей разрозненных к частям связанным, что, по У.Р. Эшби (1966), является важнейшим признаком самоорганизующейся системы» (Шварцев, 2007, с. 78). При этом зарождение и распространение вторичной минеральной фазы может рассматриваться как типичный пример нуклеации, или начального этапа формирования диссипативных структур, а это, в свою очередь, означает, что неравновесная система вода – эндогенная порода «служит источником упорядоченности и усложнения, формирования более высокоорганизованных и более сложно построенных водоминеральных систем с более сложными механизмами взаимодействия, которые формируются в условиях равновесия» (Шварцев, 2008, с. 78). Эти относительно равновесные системы вскоре (на следующем этапе геологической истории) вновь переходят в неравновесие, что является причиной трансформации и этих новых систем.

Наглядно, показав это саморазвитие флюидно-породных систем, С.Л. Шварцев внес новое слово в представление об *энергетике процессов* гидролиза алюмосиликатов. Им «предложен принципиально иной [чем по прежним данным расчетов А.И. Перельмана, В.М. Диничева и др. геохимиков – примеч. автора] механизм абиогенной аккумуляции солнечной энергии глинами, который заключается в следующем: в процессе гидролиза алюмосиликатов и образования глин происходит превращение значительных количеств свободной воды в *физически связанную с изменением свойств последней* [курсив

наш – автор]. В частности свободная энергия образования такой воды значительно выше воды в объеме, т.е. в этом случае формируется новое фазовое состояние воды, которая находится на более высоком энергетическом уровне» (Шварцев, 2007, с. 79). При этом оказалось, что свойства физически связанной воды отличны от свободной H_2O многими параметрами: более высокой плотностью ($1,2\text{--}1,4\text{ г/см}^3$) и вязкостью, значениями pH, Eh, P_{CO_2} , P_{H_2} ; более высокими значениями константы диссоциации, которая у сорбированной глинами воды превысила таковую у свободной H_2O на семь математических порядков; и значительно более высокими величинами свободной энергии образования. Приводя соответствующие табличные данные, С.Л. Шварцев утверждал о *ином фазовом состоянии связанной в глинах воды*.

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

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

воды, генетически взаимосвязанной с алюмосиликатами, а среди них, в первую очередь, совместно с глинистыми минералами и их породными агрегатами.

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

Анализ всех рассмотренных здесь аргументов относительно самоорганизации вещества при осадочном процессе приводит нас к нижеследующему выводу. ***Осадочная фазовая дифференциация**, принимаемая ныне большинством литологов как основной закон, управляющий механизмами и всем «сценарием» эволюции осадочного процесса – суть важнейшая составляющая глобальной самоорганизации флюидно-породных систем стратисферы и, по-видимому, геосфер.*

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

мом пород к границам седиментосферы (в зону господства гипергенных и денудационных процессов), либо погружением, попаданием в зоны коллизионных напряжений с отрывом слэбов, которые участвуют в дифференциации вещества эндосфер. В обоих случаях осуществляется глобальный *рециклинг* веществ. Он источник причинной взаимозависимости эпигенезиса осадочных горных пород и формирования стратиформных руд металлов.

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



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

Литература

- Алексеев П.В., Панин А.В. Философия: учебник: 4-е изд., перераб. и доп. М.: Проспект, 2010. 592 с.
- Вернадский В.И. Труды по геохимии. М.: Наука, 1994. 496 с.
- Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. Синергетические принципы геологических исследований. М.: ГЕОС, 2001. 312 с.

Киссин И.Г. Флюидные системы и геофизические неоднородности как проявление процессов самоорганизации // Синергетика геосистем. М.: ИГЕМ РАН, 2007. С. 96-101.

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

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

Крашенинников Г.Ф. Работы Л.В. Путилова и современная литология // Проблемы экзогенного и метаморфогенного породо- и рудообразования / Отв. ред. Акад. А.Л. Яншин. М.: Наука, 1985. С. 8-18.

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

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

Тихомиров С.В. Развитие литологии и ее современное содержание в нашей стране // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1982. №9. С. 42-67.

Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Цикличность геодинамических процессов: её возможная природы. М.: Научный мир, 2009. 520 с.

Шварцев С.Л. Взаимодействие воды с алюмосиликатными горными породами. Обзор // Геология и геофизика. 1991. № 12. С. 16-50.

Шварцев С.Л. К проблеме самоорганизации геологической системы вода-порода // Геология и геофизика. 1995. № 4. С. 22-29.

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

Щербаков А.С. Самоорганизация материи в неживой природе: философские аспекты синергетики. М.: Изд-во МГУ, 1990. 111 с.

Эшби У.Р. Принципы самоорганизации // Принципы самоорганизации. М.: Мир, 1966. С. 314-343.

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

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

Япаскurt О.В. Литология: учебник для студ. Высш. Учеб. заведений. М.: Издательский центр «Академия», 2008, б. 336 с.

Япаскurt О.В. Основы концепции развития литологических исследований на современном уровне. Проект для обсуждения на 6-ом Всероссийском литологическом совещании 2011 г. М.: МАКС Пресс, 2010. 30 с.

ЭВОЛЮЦИОННЫЙ РАЗДЕЛ ЛИТОЛОГИИ – ВОЗНИКНОВЕНИЕ, СОСТОЯНИЕ, СООТНОШЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ С ЭВОЛЮЦИЕЙ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА

В.Г. Кузнецов

«На земной поверхности нет химической силы, более постоянно действующей, а потому и более могущественной по своим конечным последствиям, чем живые организмы, взятые в целом. И чем более мы изучаем химические явления биосферы, тем более мы убеждаемся, что на ней нет случаев, где бы они были независимы от жизни» (Вернадский, 1926, стр. 25)

Возникновение и история становления эволюционного направления в литологии

Проблема постоянства и изменчивости в природе, их соотношение интересовали человечество, и прежде всего его наиболее активную творческую часть, выражаясь современным языком – ученых, хотя науки в ее нынешнем виде и понимании еще и не существовало, – с древнейших времен. В античные времена Гераклитом была сформулирована известная максима о том, что все течет и все изменяется и что в одну и ту речку нельзя войти дважды.

Весьма определенно по отношению того, что позднее стало объектом изучения геологии, высказался величайший мыслитель античного мира «отец всех наук» Аристотель: «Одни и те же области земли не остаются постоянно либо влажными, либо сухими, но меняют [свои свойства] в зависимости от появления и иссякания рек. Поэтому и суша, и моря меняются [местами], и земля не остается на все времена [землей], а моря [морем], но там, где была суша, возникает море, а где ныне море, там снова будет суша (Аристотель, 1983, стр.

25-26). ... Но поскольку всякое естественное становление на земле происходит постепенно и в сроки, несравненно длиннее нашей жизни, эти [явления] нам не заметны, и[даже] гибель и уничтожение целых народов происходит прежде, чем [удается] засвидетельствовать от начала до конца какую-нибудь из таких перемен» (там же, 1983, стр. 65).

«Итак, раз время бесконечно, а Вселенная вечна, то, очевидно, ни Танаис, ни Нил не текли всегда, но в давние времена места, откуда они вытекают, были сухи. Ведь действию рек положен предел, а время его не имеет. То же самое можно сказать и о других реках. Но если реки в самом деле возникают и исчезают, а одни и те же местности не остаются влажными постоянно, то в соответствии с этим должно меняться и море. И поскольку море всегда в одном месте отступает, а в другом наступает, ясно, что и на всей Земле море и суша не остаются сами собою, но со временем одно превращается в другое» (там же, стр. 70)

Очень важно отметить положение о крайней медленности этих изменений, о том, что наблюдать и устанавливать их не всегда можно даже в течение целого ряда поколений.

С распадом античного мира, когда в Европе безраздельно господствовало христианство, практически на тысячелетие наступили, по терминологии западной историографии, «темные времена», или, в другом переводе – «мрачные века». Все воззрения, хотя бы в малейшей степени отклоняющиеся от текстов священного писания, объявлялись ересью, требующей искоренения и сурового наказания (как правило, со стандартной формулировкой – «без пролития крови», то есть сожжением на костре). Об этом в своих лекциях по истории науки говорил, в частности В.И. Вернадский. Уже сам подзаголовок седьмой лекции В.И. Вернадского по истории научного мировоззрения: «Регрессивное течение под влиянием христианства», ясно говорит о взаимоотношении науки и религии. И в самих лекциях В.И. Вернадский на конкретных примерах раскрывает суть этого регресса: «...главным образом под влиянием распространения христианства, в общее мировоззрение вошли новые взгляды, и сильное религиозное одушевление охватило значительную часть мыслящего общества. Под влиянием этого одушевления значительно ослаб интерес к научной работе и погасло доверие к научным методам искания.... Научные истины не фиксировались в подрастающих поколениях, разнообразные и разнообразные по этическому составу и культурным

традициям правящие классы не овладевали тем научным материалом, который был добыт в других условиях жизни... Наука и научные знания не проникали широко в жизнь. Научные воззрения приноравливались к верованиям и потребностям, вынесенным из совершенно чуждых им мировоззрений... При этих обстоятельствах проникали, распространялись и овладевали образованием плохие и суеверные выборки и компендии древнего географического знания» (Вернадский, 1988, стр. 110). «В это время наряду с научным методом – и даже выше его – стал «богооткровенный» метод достижения истины на всех путях, во всех вопросах, в крупном и мелком» (там же, стр. 111). Это обстоятельство не замедлило сказаться и на развитии конкретных наук, привело к ложным выводам. «Таким образом, с одной стороны, охлаждение к научным вопросам, с другой, появление нового – не научного, а религиозного метода решения вопроса – одинаково привели в конце концов к замене или появлению в науке ложного представления о характере нашей планеты» (там же, стр. 111). В.И. Вернадский приводит положение одного из идеологов христианства, Лактанция, который считал, что целый ряд вопросов, сугубо естественно-научных, таких как форма и размеры небесных тел, их состав и т.д. «...не могут быть познаны человеком одним разумом, а те, которые к этому стремятся, должны считаться сумасшедшими и помутившимися рассудком» (там же, стр. 111–112).

Даже в конце XVIII века «для подавляющей массы человечества религиозная истина выше и убедительнее научной, и последняя должна уступить, когда между ними оказывается противоречие» (Вернадский, 1991 стр. 97).

Основные «естественнонаучные» представления, изложенные в Моисеевом повествовании, освящались средневековой «официальной» наукой и были основаны на постулатах Библии.

И если изменения, происходящие в небольшие отрезки времени не отвергались, то в науках о Земле и в вопросах эволюции в масштабах «геологического времени» господствовал один принцип.

Создание за 6 дней творения твердь небесная, суша – земля, собрание вод – моря, все растения и животные, включая венец творения – человека примерно за шесть тысяч лет (время существования мира по подсчетам богословов разных школ колеблется от 3483 до 6984 лет до новой эры (Леонтьева и др., 1994, стр. 216); имеются сведения, что архиепископ Ашера рассчитал «точное» время создания Земли – 9 часов утра 26 октября 4004 г. до рождества Христова (Хэл-

лем, 1985, стр. 104). Суть, однако, оставалась в общем неизменной – мир, все его разнообразие и население созданы за шесть дней творения, все вечно и постоянно.

На фоне этого постоянства и стабильности происходили и определенные катаклизмы, которые, однако, не приводили к каким-либо существенным изменениям, в том числе в органическом мире. Таковыми были, например, вызванные божьим гневом уничтожение Содома и Гоморры, Всемирный потоп и некоторые другие.

Выдающиеся умы своего времени, особенно эпохи Возрождения, скажем мягко, скептически относились к подобным катастрофам. Так, Леонардо да Винчи в своих заметках неоднократно обсуждал такое событие как всемирный потоп и с самых разных сторон показывал его несостоятельность: «Здесь возникает сомнение, а именно: потоп, происшедший во времена Ноя, был ли всеобщим или нет? – и кажется, что нет, по причинам, которые будут указаны» (Леонардо да Винчи, 1999, стр. 280); (подробнее см. Кузнецов, 2007).

В XVII столетии Николай Стенон указывал, что «...Тоскана дважды была покрыта жидкостью, дважды являлась плоской и сухой и два раза была испещрена неровностями» (Николай Стенон, 1957, с. 60).

Развитие естествознания привело к тому, что к концу XVIII – началу XIX веков отрицать изменения в природе было уже невозможно. К примеру, смена в разрезе одних пород другими и в еще большей степени смена остатков одних фаунистических сообществ другими, явно была связана с какими-то изменениями. Однако эти изменения, так или иначе, привязывались к Священному Писанию и объяснялись в соответствии с ним.

Основные причины изменений связывались с наличием всемирных катастроф, которые кардинальным образом меняли органический и неорганический мир планеты. Считалось, что в Мировом океане по всему земному шару формировались одинаковые породы и жили одинаковые организмы. Частично эти представления были обусловлены относительной ограниченностью территории и грубой детальностью исследований мощных длительно формировавшихся толщ. Действительно, отложения, содержащие каменные угли в Силезском бассейне, Руре и в Англии были одновозрастны, что зафиксировано в сохранившемся до сих пор названии – каменноугольная система. Меловая система названа так, поскольку отложения верхнего отдела Центральной и частично Северной Европы представлены писчим мелом.

После очередной катастрофы (а выделяли до 23–28 подобных событий) происходило изменение состава образующихся вновь отложений. В еще большей степени катастрофы сказывались на органическом мире, после которых он обновлялся кардинальным образом. Наиболее ярко это выразил выдающийся естествоиспытатель, практический создатель палеонтологии Ж. Кювье: «Итак, жизнь не раз потрясалась на нашей земле страшными событиями. Бесчисленные живые существа становились жертвой катастроф: одни, обитатели суши, были поглощаемы потопами, другие, населявшие недра вод, оказывались на суше вместе с внезапно приподнятым дном моря; сами их расы навеки исчезали, оставив на свете лишь немногие остатки, едва различимые для натуралистов» (Кювье, 1937, стр. 83).

В первой трети XIX века произошли *кардинальные* изменения представлений о развитии Земли. Это был «героический период» становления геологии как самостоятельной науки. Однако при этом вопросы эволюции даже не возникали. Примерно в одно и то же время и в разных странах сложились примерно одинаковые представления о том, что те небольшие изменения, которые можно наблюдать в настоящее время, суммируясь, приводят к значительным изменениям, которые и обнаруживают геологи.

Первые мысли о *постепенных* изменениях на Земле, о том, что прошлое можно восстанавливать, наблюдая и изучая действующие в настоящее время геологические силы, высказал, видимо, Джеймс Геттон. Подобные же взгляды сформулировал немецкий натуралист-любитель Карл фон Гофф, который, по мнению немецких естествоиспытателей в своем изданном в 1822–1841 годах пятитомнике «История естественных изменений поверхности земной коры, установленное на основании исторических свидетельств», заложил принципы «онтологического метода, как основы геологических выводов» (Вальтер, 1912, стр. 50), Труд этот, составляет «краеугольный камень в истории геологии» (там же, стр. 50).

Однако определяющую роль в становлении и широком признании подобных представлений сыграли работы Ч. Лайеля^{*}). Полнее всего, с подробной аргументацией эти идеи он развил и обосновал в многократно переиздававшейся книге «Принципы геологии, являющиеся попыткой объяснить прошлые изменения поверхности Земли путем

^{*} Написание фамилии Ч. Лайеля в русских изданиях неоднократно менялось. В тексте статьи оно дано в современном варианте, а в ссылках и цитатах – в оригинальном для каждого издания написанием.

соотношения с причинами, ныне действующими». Русский перевод 9-го издания вышел в 1866 г. под названием «Основные начала геологии или новейшие изменения Земли и ее обитателей» (Ляйэлль, 1866).

На русском языке наиболее четко основное положение Лайеля отражено в цитате, приведенной в энциклопедическом словаре Брокгауза и Ефрона, а не в переводе «Основных начал»: «...с древнейших времен до наших дней не действовали никакие другие причины, кроме тех, которые ныне действуют, и действия их всегда проявлялись с той же энергией, которую они проявляют ныне» (Брокгауз, Ефрон, 1896, стр. 272). Это положение долго существовало как ведущая парадигма геологии.

И. Вальтер пытался восстановить «историческую справедливость» и писал: «Хотя Ляйелль нигде не ссылается на своего предшественника Карла фон-Гоффа, тем не менее труд его (Лайеля – В.К.) представляет лишь продолжение того направления, которое положено было Карлом фон-Гоффом, впервые собравшем в своем капитальном сочинении все факты касательно новейших изменений земли, в котором пришел к выводу, что малые действия, распространяемые на большие отрезки времени, многое объясняют в истории Земли» (Вальтер, 1912, стр. 512).

Так или иначе, но после Ч. Лайеля произошла смена основных установок с идеей катастрофизма, которые по сути дела предполагали невозможность объективного объяснения результатов геологических процессов кроме как умозрительными всепоглощающими катастрофами, на идеи изменчивости, которые стали общепризнанными. Вместе с тем изменчивость эта была однобокой, ограниченной, упрощенной. По сути дела оставались постоянными геологические процессы и обстановки их проявления. Важным положением стало доказательство и признание очень длительного существования Земли.

Огромный интерес, и не только в Англии, который вызвало появление работы Лайеля, ясность и аргументированность выводов, оказали решающее влияние на геологическую, и не только геологическую, общественность и на многие годы, точнее десятилетия, стали идеологической, методологической основой науки. Позднее учение Ч. Лайеля было названо И. Ротом актуалистическим (подробнее см. Кузнецов, 2010). Суть этих представлений афористично выражена фразой, авторство которой, кажется, принадлежит Бюффону, то есть сформулирована в конце XVIII века: «Настоящее – ключ к прошлому».

В 1859 г. опубликовано знаменитое «Происхождение видов путем естественного отбора или сохранение благоприятствуемых пород в борьбе за жизнь» Ч.Дарвина, которое не просто положительно, но с энтузиазмом было встречено научной общественностью. Естественно, что церковь – одна из наиболее консервативных общественных структур восприняла и до сих пор воспринимает эту работу в штыки, но в среде естествоиспытателей идеи эволюции стали доминирующими. Ч.Лайель вначале критически отнесся к идеям эволюции, но в конце жизни признал их (подробнее см. Дарвин, 1959, стр. 215, Кузнецов, 2010, стр. 85). Но признание это не изменило общую ситуацию в геологии и **метод** актуализма – использование знаний о современных обстановках и процессах как основы знаний о древних обстановках и процессах, достаточно быстро стал **принципом** униформизма – то есть одинаковости и постоянства обстановок и процессов,

Во второй половине XIX столетия после работ Ч.Дарвина в естествознание вошли идеи эволюции на более глубоком уровне, но в геологию они практически не проникали. Эволюция признавалась в самой общей «примитивной» форме – трансгрессии и регрессии, поднятия и опускания земной коры и т.д. без изменения сути самих процессов, скоростей их протекания, появления и исчезновения каких-либо обстановок, в том числе специфических для определенных эпох и т.д. Показательно в этом плане высказывание одного из крупнейших геологов рубежа XIX и XX веков Иоганнеса Вальтера: «Мы твердо убеждены, однако, в том, что силы природы во все геологические периоды действовали одинаковым образом, что первобытное море было с такими же синими волнами, как наш теперешний океан, что кораллы прежних периодов выказывали такую же пестроту цветов и что леса каменноугольного периода также зеленели, как наши теперешние растения. О деятельности давно исчезнувшего водопада можно судить по ныне падающему Рейнскому, о результатах работы растаявшего уже глетчера – по теперешним альпийским ледникам. Первобытный вулкан выбрасывал в атмосферу такие же столбы пепла, как дымящийся Везувий, и древние, плотные теперь песчаники могут быть сравниваемы с дюнными областями современных пустынь» (Вальтер, 1915, стр. 138).

Даже в 1958 г в «Справочном руководстве по петрографии осадочных пород» (т.2. стр. 357) читаем: «Глубина солесадочных бассейнов (современных) обычно очень невелика, и нет никаких осно-

ваний предполагать, что в геологическом прошлом условия были резко отличными». Очень изящная глубоко научная аргументация!

Вместе с тем, уже в начале XX века был установлен важный факт изменения со временем состава пород. Вероятно первым объектом подобного рода были карбонатные породы. В 1909 г. Р. Дэли установил, что в разрезе фанерозоя количество доломитов последовательно сокращается и одновременно относительно возрастает количество известняков (Daly, 1909). Этот факт был позднее подтвержден на основе многочисленных аналитических данных вначале на примере Восточно-Европейской (Русской) платформы, а затем и всего мира (Виноградов и др., 1952; Ронов, 1993; Chilingar, 1956). Были установлены определенные типы пород и формаций, которые были распространены в древности, но затем исчезли, либо, напротив, вновь появились в геологическом разрезе, либо, наконец, характер некоторых образований направленно менялся со временем.

Но это были лишь крайне важные факты, причины же подобных изменений находились вне поля зрения ученых.

Перелом начался в середине XX века. К сороковым годам этого столетия идеи об эволюции осадочного породообразования, равно как и эволюции геологических процессов в целом, явно созрели, поскольку в той или иной форме были высказаны практически одновременно разными учеными. Как с некоторым сожалением и даже, горечью отметил А.Л. Яншин, «...сломлена парадигма актуализма была не в области тектоники, а в области литологии» (Яншин, 1993, стр. 5).

Видимо, первым (или одним из первых), поставил вопрос о об отличии древних и современных обстановках Л.В. Пустовалов. В 1940 году был опубликован его учебник «Петрография осадочных пород», где, правда в очень краткой и дискуссионной форме, была поставлена проблема постоянства и изменчивости обстановок и процессов, сопоставимости их современного проявления и в древние эпохи. Приводя примеры некоторых типов пород, которые широко распространены в образованиях того или иного возраста и отсутствуют в современную эпоху, он отметил, что в те времена были иные условия и обстановки, и без учета эволюции последних (хотя термин «эволюция» и не фигурирует в его текстах) достоверное решение невозможно: «Только лишь в том случае, если мы учитываем историческую обстановку осадкообразования, мы можем рассчитывать достигнуть правильных и надежных результатов. Формальное же сопоставление

неминуемо должно привести к грубым ошибкам» (Пустовалов, 1940, стр. 371). Он привел и очень показательный, хотя и частный конкретный пример изменения обстановок образования глауконита – в крайне мелководных морских условиях мелового периода и относительно глубоководных (порядка 200 м) в современную эпоху (там же стр. 370–371). Признание эволюции осадочного породообразования никак не снижает значения и важности изучения современных осадков и современного осадочного процесса, ибо «...чем подробнее будут наши знания о современных отложениях, тем точнее и увереннее мы сможем воссоздать условия образования осадочных пород» (там же, стр. 372). Позднее он выразил эту мысль ещё более определенно: «Мы должны со всей смелостью и решительностью... заменить неполный и односторонний принцип актуализма начала прошлого столетия, лежавший в основе всех геологических исследований предшествующего периода, сыгравший свою важнейшую роль в развитии геологии, но явно сейчас себя исчерпавший и ставший теперь тормозом для дальнейшего развития геологических знаний, – мы должны со всей смелостью и решительностью заменить этот принцип актуализма новым, творческим, единственно правильным, более широким и более плодотворным *принципом развития*, поднимающим геологию на более высокую ступень» (выделено Пустоваловым [Пустовалов, 1950, с. 101]).

Ту же мысль по отношению к обстановкам осадконакопления и породам вскоре высказал Н.М. Страхов: «...хотя современные осадки и напоминают ископаемые породы, но это сходство только в общих чертах, а отнюдь не тождество. *Древнюю седиментацию нельзя целиком уложить в рамки современной*» (выделено Н.М. Страховым – В.К.) (Страхов, 1948, с. 43).

Отмечая приоритет Л.В. Пустовалова в постановке проблемы и одновременно критикуя, его, Н.М. Страхов в серии статей и монографий рассмотрел эволюцию осадочного породообразования и отдельных типов пород в истории Земли: «Как известно, Л.В. Пустовалов еще в 1940 г впервые разобрал этот вопрос (периодичности и эволюции осадконакопления в истории Земли – В.К.). Однако предложенное им решение («закономерности») обладают многими и существенными дефектами, так что вся проблема в целом нуждается, на мой взгляд, в дальнейших исследованиях» (Страхов, 1949, стр. 70).

Н.М. Страхов, в частности, исследовал эволюцию железорудного осадочного процесса и показал, что интенсивность его со временем

сокращается и меняется фациальная природа руд. В докембрии это джеспилиты, в фанерозое морские гидрогетит-шамозитовые руды, в карбоне появляются и развиты выше озерно-болотные, с юры – руды кор выветривания (Страхов, 1947). В работе 1951 г. он показал некоторые различия современного и древнего карбонатакопления, прежде всего с точки зрения способов осаждения материала, а частично и его состава (Страхов, 1951).

Так или иначе, но идея эволюции «овладела массами» и появилась серия работ эволюционного направления. Применительно к осадочным образованиям определенным итогом стала глава в трехтомнике Н.М. Страхова (1960), а затем и более подробное рассмотрение проблемы в специальной статье (Страхов, 1962). Эволюция осадочного породообразования и осадочных обстановок рассматриваются ныне и в зарубежной литературе. Показательно, например, положение авторов обстоятельной сводки по обстановкам осадконакопления: «...настоящее не является ключом к прошлым обстановкам, хотя и может приоткрывать завесу над некоторыми из них. В большинстве своем прошлые обстановки в каких-то отношениях отличаются от современных. Поэтому мы должны быть готовы к этому и иметь мужество разрабатывать неактуалистические модели, не похожие на любые из тех, которые существуют сегодня» (Обстановки..., 1990; т. 2, с. 289).

Но в целом становление проблемы исследования эволюции, как приоритетного направления изучения геологической истории Земли, связано с именем А.Л. Яншина. Он наметил и сформулировал основные направления исследований, принципиально расширил проблематику до уровня эволюции геологических процессов вообще. И если раньше исследования вели к установлению и фиксации *факта* изменения типов пород, то теперь во главу были поставлены вопросы эволюции *процессов, обстановок*, а следовательно, и *причин*. Идеи эволюции стали всеобщими.

Кроме работ самого А.Л. Яншина и целенаправленных исследований его сотрудников, проблема в той или иной форме захватила исследователей самых разных организаций и направлений. Список авторов и самих работ этого направления весьма широк и вряд ли поддается сколько-нибудь полному перечислению и тем более анализу (Анатольева, 1976, 1978, 1983; Виноградов, 1959; Жарков, 1984; Красильникова, 1967, 1970; Кузнецов, 2003; Ронов, 1993; Сауков, 1961; Страхов, 1963; Эволюция геологических..., 1993; Эволюция карбонатакопления..., 1988; Эволюция осадочного процесса..., 1983;

Эволюция осадочного рудообразования..., 1984; Яншин, 1888; Яншин, Жарков, 1986 и др.).

Основные факторы эволюции осадочного породообразования

Со значительной долей условности и явным упрощением можно наметить три главных «внешних» причины, влияющих на осадочный процесс и определяющих его эволюцию:

1. Изменение в геологической истории типов и состава пород в пределах областей сноса, или, точнее, количественных соотношений разных типов пород.

2. Изменение состава, а соответственно и геохимических свойств внешних геосфер и прежде всего атмо- и гидросферы.

3. Возникновение и развитие жизни, геохимических функций и геохимической энергии организмов.

Перечисление этих факторов в указанной последовательности отнюдь не связано с их значимостью. Более того, эволюция одного из них влияет, а часто и определяет изменение других.

1. На первых этапах геологического развития Земли (катархей, присконинан, по новейшей шкале – хадениан) ее поверхность была покрыта вулканическими лавами преимущественно основного состава. Академик А.П. Павлов провидчески, задолго до появления фактических данных, назвал это время «лунной стадией» развития Земли. Ясно, что основной обломочный материал, который поступал в осадочный процесс и поставлялся в зоны осадконакопления, имел только такой состав и могли формироваться обломочные породы практически только грауваккового состава. Одновременно, в результате химического выветривания, имевшего весьма специфический характер (отсутствие кислорода, органического вещества и др.) в растворы и, соответственно, в поверхностную миграцию, а затем в осадки поступали в относительно больших, чем в последующее время количествах элементы, характерные именно для этих пород и, в частности Fe, Mg, Ca.

В начале архея на уровне 3700–3800 млн лет образовались первые осадочные породы и первые гранитоиды, то есть среди пород источников сноса появились кислые магматические образования и в осадочный процесс стали вовлекаться калийные минералы – кварц, калиевые полевые шпаты, а также щелочные элементы. В протерозое большую часть поверхности суши, почти 50 %, занимали граниты и

ортогнейсы, что обеспечивало вовлечение в осадочный процесс соответствующих обломочных минералов и растворенных веществ в виде слагающих эти минералы элементов и ионов, в частности Na и K. Существенно было также распространение осадочных пород при общем резком сокращении основных лав. Наконец, в фанерозое среды источников осадочного материала уже абсолютно преобладали осадочные породы (рис. 1).

Одновременно изменение состава пород питающих провинций вело к изменению состава в частности обломочных пород. Так, последовательно менялись во времени петрографические типы обломочных пород: граувакки последовательно сменялись аркозами, затем олигомиктовыми разностями и, наконец, мономинеральными кварцевыми.

2. Радикальные изменения произошли в составе, а, следовательно, и свойствах водной и воздушной оболочек Земли.

Первоначально они сформировались за счет дегазации твердой оболочки. При этом на поверхность наряду с водой (в виде водяного пара) выносились «кислые дымы» – HCl , HF , CO_2 (последний образовывал с водой угольную кислоту – H_2CO_3), а также H_2S , NH_3 , CH_4 и др. Все это определило хлоридно-карбонатный состав гидросферы, кислые среды и восстановительную обстановку в атмо- и гидросфере. Реакции кислот с породами вели к специфическому выветриванию с растворением и выносом многих компонентов, формированию весьма своеобразных кор выветривания. К протерозою сильные кислоты были в основном нейтрализованы, атмосфера стала углекислой или азотно-углекислой, гидросфера – в значительной степени стала хлоридно-карбонатно-сульфатной с нейтральной, возможно слабо кислой, а в протерозое уже с отчетливо щелочной средой. Крайне важный момент – появление сульфатов, как показатель начала значительной генерации свободного кислорода и окислительной обстановки, по крайней мере, в гидросфере, что и обусловило окисление сульфидов и появление сульфатов. Практически с рифея начали складываться современные типы гидросферы – сульфатно-хлоридный, и атмосферы – азотно-кислородной с окислительной в массе обстановкой (табл.).

Совершенно ясно, что все процессы осадочного породообразования – выветривание, миграция растворенных форм и осаждение материала в разные эпохи, при разных значениях pH и Eh происходили по-разному.

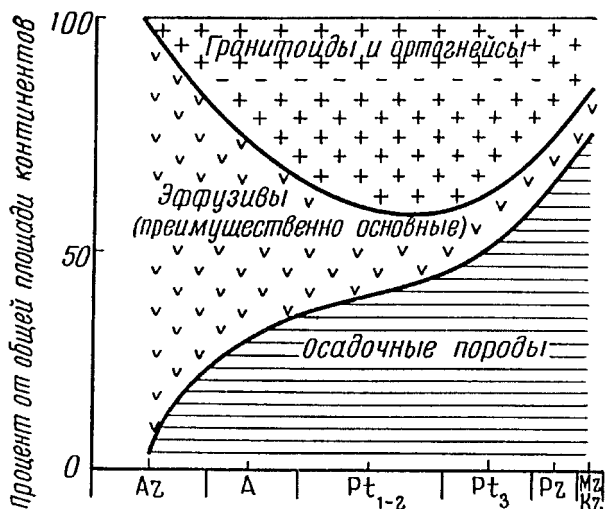


Рис. 1. Схема изменения во времени пропорций важнейших групп пород областей эрозии материков [Ронов, 1993]

3. Огромное значение в эволюции внешних геосфер и осадочного породообразования в том числе, имело появление и развитие на Земле жизни. Организмы влияют на осадочный процесс двояко – непосредственным извлечением вещества из окружающей среды и переводу его в осадок и созданием геохимической обстановки на Земле.

Древнейшие бактериоморфные остатки, которые считаются хеомфоссилиями, обнаружены в кремнистых толщах формации Исса с возрастом примерно 3850 млн лет; остатки микрофоссилий с возрастом 3500–3300 млн лет достаточно многочисленны в Австралии и Южной Африке. Появление строматолитов – биоседиментарных структур, образование которых обусловлено жизнедеятельностью цианобактерий, то есть фотосинтезирующих организмов, указывает на начало генерации значительных количеств свободного кислорода где-то на уровне 3200–3400 млн лет назад. «Этот свободный кислород есть главный источник свободной химической энергии биосферы» (Вернадский, 1926, стр. 45).

Но образующийся кислород сразу же расходовался на окисление элементов с переменной валентностью, в первую очередь таких относительно распространенных как железо и сера. Древнейшие сульфаты (точнее, чаще всего псевдоморфозы по гипсу, ангидриту и метаморфические породы, образовавшиеся при метаморфизме сульфа-

Таблица

Принципиальная схема изменения состава атмосферы, вод Мирового океана и общей геохимической обстановки в течение геологической истории Земли

Возраст	Состав атмосферы	Ионный состав вод		Растворенные газы	Геохимическая обстановка
		Основной	Второстепенный		
MZ - KZ	Углекисло-кислородно-азотная	$\text{Na}^+, \text{Mg}^{2+}, \text{Ca}^{2+}$ $\text{Cl}^-, \text{SO}_4^{2-}, \text{HCO}_3^-$	K^+ CO_3^{2-}	$\text{N}_2, \text{O}_2, \text{CO}_2$	Окислительная слабощелочная и нейтральная
PZ ₂		$\text{Na}^+, \text{Mg}^{2+}, \text{Ca}^{2+}$ $\text{Cl}^-, \text{SO}_4^{2-}, \text{HCO}_3^-$	K^+ CO_3^{2-}		
PZ ₁	Кислородно-углекисло-азотная	$\text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Na}^+$ $\text{Cl}^-, \text{SO}_4^{2-}, \text{HCO}_3^-$	K^+ CO_3^{2-}	$\text{N}_2, \text{CO}_2, \text{O}_2$	Окислительная слабощелочная, местами щелочная
PR ₂₋₃		$\text{Mg}^{2+}, \text{Ca}^{2+}, \text{Na}^+$ $\text{Cl}^-, \text{HCO}_3^-$	$\text{K}^+, \text{NH}_4^+$ CO_3^{2-}	$\text{N}_2, \text{CO}_2, \text{O}_2$	Щелочная частично окислительная
AR – PR ₁	Аммиачно-углекислая с присутствием кислых газов – $\text{SO}_2, \text{H}_2\text{S}$, а также CH_4 и H_2	$\text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{NH}_4^+$ $\text{HCO}_3^-, \text{CO}_3^{2-}, \text{Cl}^-$	K^+, Na^+ CO_3^{2-}	CO_2, NH_3	Кислая частично окислительная Восстановительная кислая

тов) имеют возраст 3200–3400 млн лет, а к концу среднего рифея они известны уже достаточно широко и содержание сульфатов в морской воде было уже близко или, по крайней мере, сопоставимо с современным (Жарков, 2005).

Аналогичная ситуация с железом – первые железистые кварциты (джеспилиты) отмечены в среднем архее, грандиозная эпоха их образования приурочена к границе архей-протерозой (~ 2500 млн лет).

После исчерпания резерва поливалентных элементов, кислород стал выделяться в атмосферу в свободном виде и окислительная обстановка на планете стала преобладающей. Кроме генерации кислорода и создания окислительной обстановки, жизнедеятельность организмов через геохимический цикл кальция и магния вела к изменению кислотно-щелочных свойств среды (Заварзин, 2002).

Реакции сильных кислот с породами ложа водоемов вели к их нейтрализации, но слабые кислоты и прежде всего угольная кислота обусловили еще достаточно низкие значения pH, что было видимо, обычным для архея и частично раннего протерозоя. Со среднего протерозоя – времени расцвета и массового развития цианобактерий ситуация в водоемах резко изменилась. Цианеи, усваивая растворенный в воде CO₂, способствовали распаду угольной кислоты, что резко повышало pH среды. В этих условиях шло массовое осаждение карбонатов, не только кальция, но и магния (Кузнецов, 2003, 2004, 2005). Это нашло свое выражение в массовом развитии доломитов и широком – магнезитов в среднем и верхнем протерозое. Дело в том, что осаждение магнезиальных соединений происходит при значениях pH на уровне 9,0 и выше.

Наконец, именно жизнедеятельность организмов привела к разложению аммиака и выделению атомарного (свободного) азота, который и составляет, вместе с кислородом, основу современной атмосферы.

Говоря о факторах эволюции осадочного породообразования важно повторить, что они тесно взаимосвязаны и их изменения часто взаимообусловлены, причем огромную, а может быть ведущую, основополагающую роль имеет биота и ее эволюция. При этом среда изменяется под воздействием биоты, а реконструкция самих возникающих обстановок осуществляется по породам – результатам осаждения в тех или иных обстановках. О восстановительной обстановке раннего докембрия и отсутствии свободного кислорода свидетельствует отсутствие минералов, содержащих элементы с высшей формой

окисления – сульфатов, оксидов трехвалентного железа и др. Выше было показано, что широкое распространение в среднем–верхнем протерозое магнезиальных карбонатов – доломитов и магнезитов – позволяют говорить о щелочном характере водоемов этого времени.

Своеобразны были, видимо, обстановки конца архея – начала протерозоя. Это время развития своеобразных комплексов – железистых кварцитов (джеспилитов). Рудные прослои в этой ассоциации представлены в основном магнетитом и гематитом, но во многих случаях с окисными рудами ассоциируют сидериты, а по некоторым геохимическим показателям окисные ныне руды изначально имели сидеритовый состав (Бергман, 2002, 2005). Карбонаты железа в отличие от карбонатов кальция и тем более магнезия осаждаются в условиях нейтральных и слабокислых сред, которые могут создаваться бактериями. Вторичное преобразование карбонатов в оксиды могло происходить как в результате метаморфизма, так и иным путем. В.И. Вернадский указывал, что микробиолог С.Н. Виноградский еще в 1888 г. показал, что железобактерии являются автотрофами, поскольку «берут нужную для жизни энергию химическим путем, окисляя закись железа в окись, и развиваются, строят свои тела вне зависимости от других организмов» (Вернадский, 1965, стр. 232). Крайне интересно следующее замечание В.И. Вернадского: «Этот вывод должен быть распространен не только на организмы, богатые железом, но еще более на организмы, богатые марганцем, который всегда заключается и в железобактериях и который дает в условиях биосферы большую гамму кислородных соединений, чем железо» (там же). Влияние различных типов бактерий на образование и преобразование рудных минералов железа с изменением его валентности изучалось Г.А. Заварзиным (1972). Бактериоморфные остатки обнаружены и в самих джеспилитах. Интересно отметить, что времени накопления железистых кварцитов соответствует время развития микробиоты ганфлитского типа. Д.Г. Заварзиной (2004) показано, что бактерии могут способствовать как окислению, так и восстановлению железа.

Нейтральные или слабокислые обстановки существовали в археераннем протерозое до массового (подчеркнем – массового) развития цианобактериальных сообществ. Последние интенсивно утилизировали углекислый газ, связывая его в карбонатные породы, что привело к смене слабокислой обстановке щелочной, в которой в среднем и позднем протерозое шло накопление карбонатов, в том числе магнезиальных.

Таким образом, именно возникновение жизни и ее эволюция практически определили изменение состава и геохимической обстановки атмо- и гидросферы, а, в значительной степени, и литосферы. Организмы, точнее фотосинтезирующая деятельность автотрофов создала кислородную атмосферу, что обусловило появление оксидов и оксидных форм соответствующих осадочных пород – сульфатов, гидроксидов трехвалентного железа и т.д. Биота, через биогенный цикл кальция и магния обусловили смену кислотно-щелочных свойств. Отсюда, отмеченная выше причина эволюции осадочного процесса за счет изменения геохимических показателей является в значительной мере вторичной и обусловлена именно появлением на Земле жизни и жизнедеятельностью организмов. Это лишний раз подтверждает гениальное предвидение В.И. Вернадского о роли жизни в геологической истории планеты, истинность и глубину его учения о биосфере.

Более того. Не касаясь сложного аспекта происхождения гранитов, надо отметить, что по крайней мере значительная их часть в виде анатектических гранитов, – это продукт переплавления древних осадочных пород – в частности, аркозовых песчаников. Появление последних связано с биогенным воздействием при химическом выветривании, когда в первую очередь разрушаются фемические минералы, а остающаяся часть относительно обогащается минералами калиево-натриевыми. Другими словами, отмеченное выше изменение состава пород источников сноса, тоже, хотя бы частично, обусловлено наличием жизни. Нелишне в этой связи напомнить указание В.И. Вернадского: «В метаморфических породах, последним и окончательным продуктом которых является гранитная оболочка Земли, мы видим последний устойчивый продукт былых биосфер» (Вернадский, 1965, стр. 54).

Именно этот аспект – значение биоты и ее эволюции на эволюцию осадочного породообразования составил предмет настоящей статьи. При этом использованы многие известные ранее положения и факты, рассмотренные, однако, с указанных позиций влияния жизни на осадочный процесс.

Эволюция отдельных типов пород и комплексов отложений (формаций)

В качестве примеров воздействия эволюции биоты на эволюцию осадочного породообразования рассмотрены лишь две группы пород

– терригенные красноцветные толщи и кремнистые породы. Аналогичный анализ для карбонатных пород проведен ранее (Кузнецов, 2003) и в данной статье использованы лишь некоторые примеры в заключительном разделе.

ЭВОЛЮЦИЯ КРАСНОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Крайне интересна эволюция красноцветных формаций, достаточно (весьма) четко (отчетливо) связанная с эволюцией органического мира. В 1953 г. А.Л. Яншин в небольшой статье в БСЭ указал, что имеются красноцветные толщи по крайней мере двух типов, которые формируются в условиях разного климата – гумидного и аридного (Яншин, 1953). Позднее А.И. Анатольева подробно рассмотрела строение и эволюцию формаций этого типа (Анатольева, 1976, 1978, 1983). Материалы этих ученых составили основу характеристики этого объекта.

Основными породами этих формаций являются песчано-глинистые, в ряде случаев со значительной долей конгломератов. Состав обломочной части как правило полимиктовый и полевошпатово-кварцевый. Отличительной чертой всех этих пород является наличие красной (бурой, желтой) окраски, обусловленной наличием соединений трехвалентного железа. Оно может быть как унаследованным, связанным с принесенным обломочным материалом с суши, так и новообразованным уже в области седиментации. В любом случае, как справедливо замечает А.И. Анатольева, необходимым условием ее образования и сохранения, является окислительная обстановка, которая реализуется преимущественно в континентальных условиях, и, видимо, в прибрежных, крайне мелководных участках водоемов.

По наличию и соответственно отсутствию тех или иных второстепенных компонентов выделяется два больших ряда красноцветных формаций – терригенные бескарбонатные и терригенные карбонатные.

Обломочные породы бескарбонатных формаций, как правило, лишены карбонатного материала, а если он и встречается, то его содержание не превышает 10 %. Это, однако, не исключает наличия прослоев карбонатных пород. В отложениях карбонатного ряда красноцветных формаций, напротив, содержат прослои карбонатных пород и, самое главное, в обломочных породах присутствует значительное количество (обычно более 10 %) карбонатного цемента; в цементе нередко также сульфаты кальция – гипсы и ангидриты, иногда выделения целестина (титон Северного Предкавказья) и других подобных

минералов. Глинистые породы, в отличие от практически чистых в предыдущем типе, сильно карбонатны, вплоть до перехода в мергели.

Наличие или отсутствие карбонатного материала имеет принципиальное генетическое значение. Дело в том, что в континентальных аридных обстановках за счет эвапорационного выветривания суб-аэральные отложения содержат значительные количества относительно легко растворимых соединений. Чаще всего это карбонаты, прежде всего в виде цемента, а также в виде образования карбонатных стяжений, корок, калькрет, но нередко выделения и более растворимых сульфатов и даже галоидов. В зоне же гумидного климата таких процессов нет и породы в целом бескарбонатны.

В ряде случаев в породах как аридных, так и гумидных формаций имеются и другие специфические составляющие, поэтому среди них выделяются отдельные разновидности или типы.

В красноцветных карбонатсодержащих формациях описаны два типа – меденосные и эвапоритовые.

Меденосные красноцветные терригенно-карбонатные формации содержат прослои и пачки медистых песчаников, причем содержание меди, как по концентрациям, так и по количеству, нередко достигает промышленных значений с образованием крупных месторождений. Латерально и в разрезе эти формации замещаются карбонатными, красноцветно-эвапоритовыми и эвапоритовыми (с кембрия), реже сероцветными угленосными (с карбона) образованиями. Формации этого типа появились в раннем протерозое, развиты в палеозое, особенно верхнем, кайнозое и, по-видимому, практически отсутствуют в мезозое.

Второй тип аридных красноцветных формаций – эвапоритовые – содержит в том или ином количестве породы эвапоритового ряда – гипсы, ангидриты, каменную соль в виде примесей, гнезд, прослоев и даже слоев и пачек. С теми или иными вариациями в количественном содержании эти формации развиты в течение всего фанерозоя.

Среди бескарбонатных формаций гумидного ряда специфична формация с сингенетичными прослоями гематита, которые в ряде случаев достигают промышленных содержаний значений. Латерально они замещаются сероцветными терригенными или карбонатными толщами. Временное развитие этого типа формаций ограничено практически только протерозоем, преимущественно верхним, но последние представители встречаются в нижнем девоне.

Своеобразным типом бескарбонатных красноцветных формаций является угленосная, где красно- и пестроцветные обломочные отло-

жения содержат прослои углей. Образования этого типа появились в карбоне, развиты в перми и частично мезозое. Наличие красноцветности в этих толщах объясняется, видимо, тем, что органического материала в виде угольных включений и прослоев в них относительно невелико и недостаточно для восстановления всех оксидов железа.

Весьма условно в группу красноцветных формаций можно отнести бокситоносные, или точнее, латеритные. Дело в том, что основной материал всех предыдущих формаций аллотигенный, принесенный и переотложенный. В латеритных же формациях он аутигенный как продукт глубокого химического выветривания. В то же время само появление подобного выветривания стало возможным при обилии наземной жизни и, в частности, растительности. При этом в карбоне началось образование чистых каолинистых глин, известных под немецким названием тонштейн (*der Tonstein*) или русским – сахарные глины, сухарики.

Распределение отдельных типов формаций в геологической колонке достаточно закономерно, причем их появление и смена в значительной степени коррелируется, а точнее определяется развитие органической жизни (рис. 2).

Прежде всего, их появление стало возможным лишь после появления в протерозое в атмосфере свободного кислорода – продукта фотосинтезирующей деятельности автотрофов.

Аридные формации, возникшие с появлением кислородсодержащей атмосферы, формировались в течение протерозоя и всего фанерозоя. При этом меденосные формации развиты в протерозое, палеозое и даже кайнозое, получив в фанерозое максимальное развитие в позднем палеозое – девоне–карбоне–перми.

Карбонат- и эвапоритсодержащие формации (в масштабе именно формаций, поскольку проявления эвапоритов отмечены и в докембрии) появились в кембрии и образуют определенные максимумы в девоне, перми, триасе, поздней юре, мелу и палеогене-неогене.

Гематитсодержащие бескарбонатные формации широко развиты в протерозое и заканчивают свое развитие в девоне, поскольку последние гематитсодержащие сланцы отмечены в нижнем девоне. Напротив, бескарбонатные формации с пластами углей появились после экспансии растительности на сушу, или точнее, на ее прибрежные участки, и развиты в карбоне и перми, после чего они практически исчезают, как исчезают гумидные красноцветы вообще.

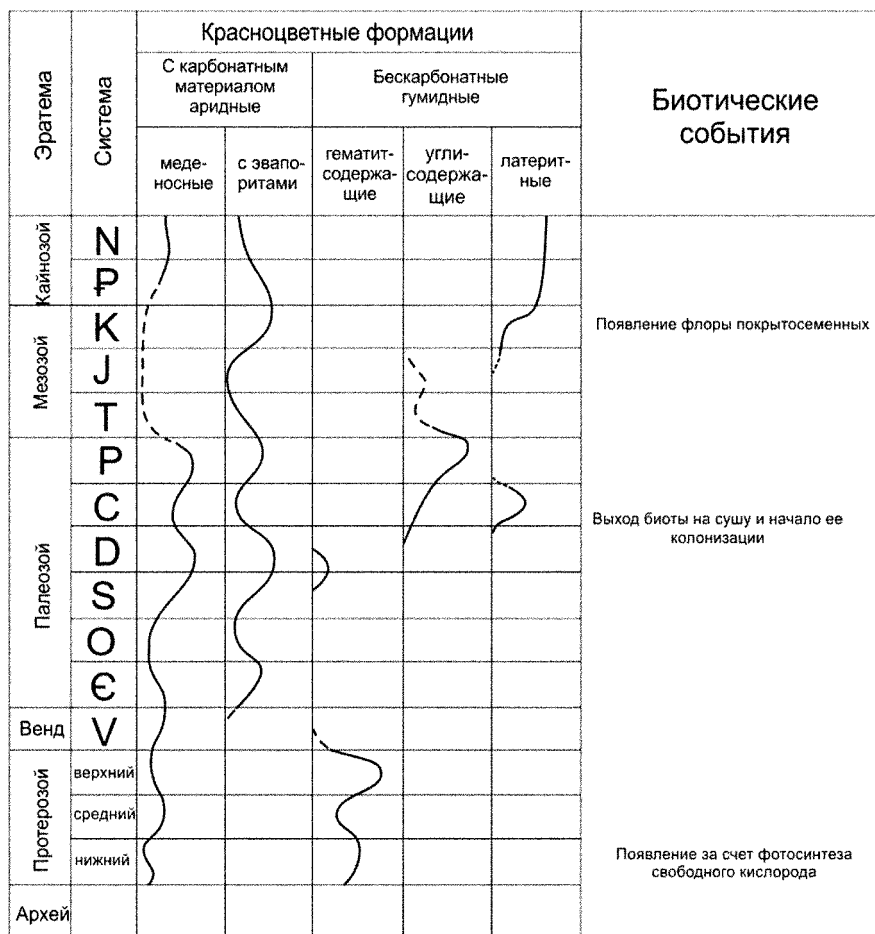


Рис. 2. Схема эволюции красноцветных формаций и ее соотношение с биотическими событиями в истории Земли

Таким образом, относительные максимумы развития красноцветных формаций разных периодов несколько различны по составу и наборам формационных типов. Докембрийские формации представлены гумидными гематитовыми бескарбонатными и аридными медистыми карбонатсодержащими формациями, кембрийские – карбонатсодержащими аридной климатической зоны. В девоне отчетливо доминируют карбонатсодержащие формации аридной зоны, в перми спектр несколько расширяется и при широком развитии формаций

аридной зоны, имеются угольсодержащие формации гумидной зоны. В мезозое-кайнозое распространены практически исключительно аридные формации.

Появление наземной биоты и прежде всего наземной флоры принципиально изменило ситуацию на суше. В сфере образования красноцветных толщ ее воздействие на осадкообразование было двояким.

Опосредованное влияние заключалось в создании кислых сред и восстановительных обстановок при разложении и органического вещества в диагенезе. В этих условиях железо миграционно способно, поэтому в осадках и породах нет оксидов и гидроксидов железа. Подобные ситуации возникали при обилии растительности в гумидном климате, поэтому в зонах подобного климата со среднего девона гематитсодержащие красноцветы отсутствуют. Формации подобного типа сохраняются лишь при отсутствии или резком дефиците органического вещества в аридных областях.

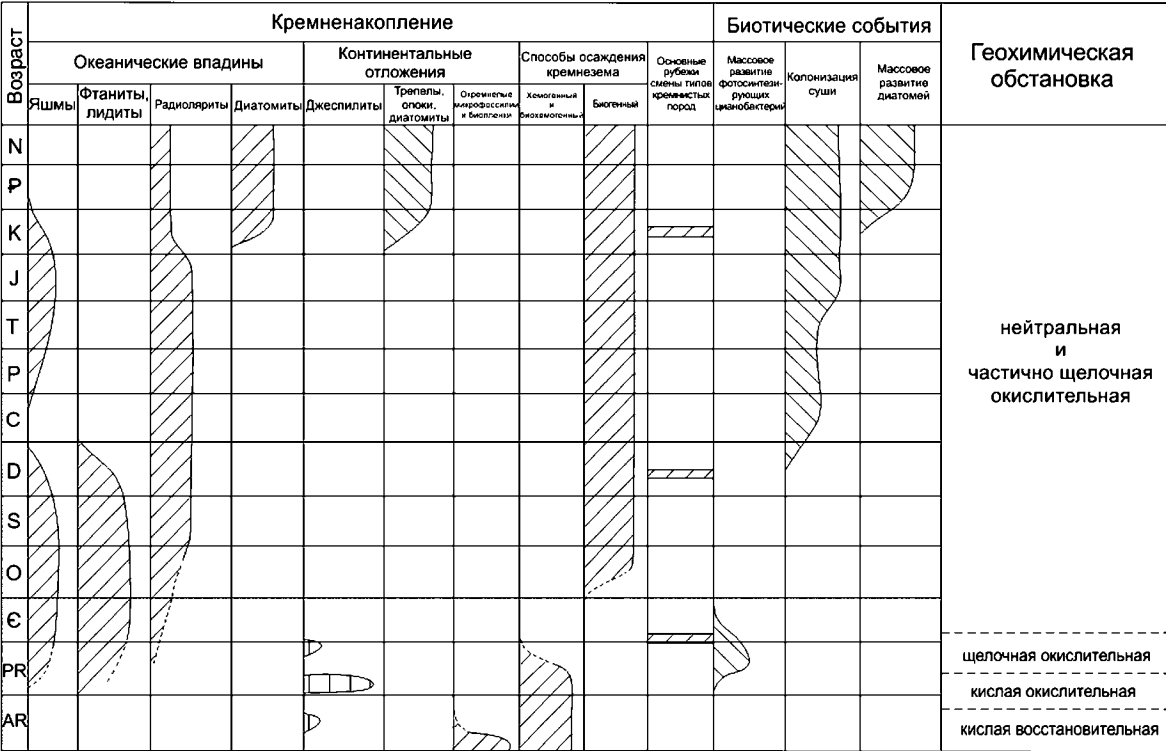
Наряду с подобным косвенным (опосредованным) влиянием биоты ее воздействие осуществлялось и непосредственно в виде генерируемых ею органических кислот, что резко интенсифицирует процессы химического, точнее, биохимического выветривания по кислому типу. Это более прямое воздействие при общей окислительной обстановке привело к появлению принципиально нового вида красноцветных толщ – образований латеритного типа. Таким образом, с появлением наземной биоты в условиях гумидного климата исчезли красноцветы одного типа – гематитсодержащие – но появились толщи принципиально иного типа – латеритного.

ЭВОЛЮЦИИ КРЕМЕНАКОПЛЕНИЯ

Кремнистые породы составляют по данным А.Б. Ронова всего 2,3% объема осадочной оболочки Земли (Ронов, 1983, табл. 5, 14), однако они образуют важные достаточно мощные и специфические формации – яшмовые, кремнистых сланцев, опок и др. При этом накопление кремнистых пород и их состав в геологической истории Земли отчетливо изменялись. Проблемы эволюции этих пород подробно рассмотрены Г.А. Каледой (1956), И.В. Хворовой (1968, 1983), В.Н. Холодовым (1987). Эта эволюция ясно видна по изменению во времени типов пород, что в схематическом и обобщенном виде показано на рис 3.

Прежде всего установлена смена минеральных ассоциаций – кварцевой в докембрии, халцедон-кварцевой в палеозое и частично

Рис. 3. Принципиальная схема соотношения эволюции кремненакопления и эволюции биоса в истории Земли



мезозое, на опал-кристобалитовую во второй половине мезозоя, которая стала практически единственной в кайнозое.

В настоящее время основной причиной этого считается переход опала в древних толщах в устойчивые минералы, поскольку предполагается, что первичное осаждение кремнезема происходило в основном в форме опала.

Что касается смены одних пород другими, то тут изменения уже не столь просты и «прямолинейны»; они связаны с общей эволюцией осадочного процесса и прежде всего – с развитием органического мира.

В развитии и эволюции кремнистых пород отчетливо намечается две линии развития, связанные с двумя основными тектоническими элементами земной коры – с континентальными блоками и океаническими впадинами.

Кремненакопление континентального блока четко подразделяется на два этапа – докембрийский и мел-кайнозойский.

Кремнистые породы континентального блока с бактериоморфными образованиями описаны в формации Иссау Гренландии, которая датируется возрастом 3,83 млрд лет. Это значение иногда подвергается сомнению, но кремнистые породы с остатками бактериальной природы в образованиях с возрастом 3,5–3,3 млрд лет в отложениях серии Онфервахт пояса Барбертон Южной Африки и Варравуна кратона Пилбара Австралии сомнений не вызывают.

Позднее мощное кремненакопление проявилось в форме железистых кварцитов – джеспилитов, широко развиты на древних платформах – на Канадском щите (США и Канада), на Восточно-Европейской платформе, в Африке, Бразилии, Австралии, Индии. Установлено три этапа образования этих пород – середина архея (3,5–3,0 млрд лет), самая грандиозная эпоха в раннем протерозое (2,5–2,0 млрд лет) и небольшая венд-кембрийская (675–570 млн лет), причем небольшие месторождения имеются и в палеозое – Батерст в Канаде (ордовик) и Тайнаф в Ирландии (карбон).

Второй этап интенсивного кремненакопления на континентальном блоке начался со второй половины мела и развит в основном в кайнозое. Он характеризуется формированием специфической опоковой формации, в состав которой входят также диатомиты и трепелы. Между этими ярко выраженными эпохами имеются уровни, обогащенные кремнистым материалом, однако без образования собственно кремнистых пород. Это, например, доманик Восточно-Европейской древней

платформы и баженовская свита молодой Западно-Сибирской. Палеозойские толщи такого типа развиты в краевых частях платформ и в какой-то степени являются «отголоском» кремненакопления в смежных океанах. Существенную роль в осаждении кремнезема здесь играли губки. Вообще спонголиты известны с нижнего палеозоя в бассейнах разного тектонического положения, но количественное значение их в общем балансе кремненакопления весьма скромное.

В океаническом секторе кремнистые толщи в виде яшм, фтанитов и вообще кремнистых сланцев появились в видимо в верхах докембрия (яшмы Казахстана, фтаниты Западных Саян), но широко развиты в палеозое. Палеозой – эра развития яшм, фтанитов и вообще кремнистых сланцев. При этом фтаниты, характерной чертой которых является обогащенность органическим веществом, практически закончили свое развитие в девоне, а наиболее молодые яшмы известны даже в низах палеогена (Карпаты, Новая Каледония, Греция). Радиоляриты известны с начала кембрия, но древние радиоляриты развиты сейчас спорадически, хотя иногда достаточно обильны, например, в юре Тетиса в пределах современного Средиземноморья. Возможно, спорадическое нахождение древних, особенно палеозойских, радиоляритов связано с субдукцией и ликвидацией древних океанов; в современных же океанах они представлены достаточно широко.

По-видимому, в океаническом секторе присутствуют три относительно независимые ветви развития кремнистых пород – яшмы, фтаниты, и радиоляриты, которые формировались в несколько разных обстановках. Так, яшмы тесно ассоциируют с подводно-вулканическими образованиями, то есть, развиты в относительно узких, видимо трогообразных областях с интенсивным подводным вулканизмом спилит-кератофорового состава. Кремнистые сланцы и фтаниты занимают значительно большие площади, не имеют столь отчетливой связи с вулканизмом и, видимо, более разнообразны по глубине образования. В современных и кайнозойских океанах в целом широко развиты кремнистые осадки вне всякой связи с вулканизмом; при этом в целом значение радиолярий в общем балансе осаждения кремнезема снизилось и более важную роль стали играть диатомовые.

Если сопоставить фактическое распространение в стратиграфической колонке кремнистых пород разного типа с развитием биоты, а в определенной степени и изменениями определяемой ею геохимической обстановкой, то устанавливается ряд интересных, можно сказать – знаковых совпадений.

Характер соотношения окремнения и бактериальных форм в отмеченных выше образованиях в отложениях серии Онфервайт пояса Барбертон Южной Африки и Варравуна кратона Пилбара Австралии в частности изучены М.Велш и Ф.Весталл (Walsh, 1992, Westall, 1995, 2004).

Здесь описаны окремненные бактерии и биопленки, причем в ряде случаев сохраняется и органическое вещество в форме керогена. Влияние организмов на осаждение кремнезема двояко. С одной стороны, это воздействие прямое, выражающееся в фиксации кремнезема непосредственно организмами. Об этом свидетельствует факт разного характера окремнения грамположительных и грамотрицательных бактерий. Вокруг первых образуется толстая крепкая корка кремнезема, в то время как грамотрицательные бактерии замещаются только тонкой и слабой корочкой. Дело в том, что клетки грамположительных бактерий имеют толстую оболочку, содержащую много пептидогликана, а потому и много свободных функциональных групп, которые и определяют активную фиксацию кремнезема. В грамотрицательных бактериях имеется тонкий слой пептидогликана, зажатый между двумя другими слоями, и таким образом существенно меньше свободных функциональных групп, ответственных за фиксацию кремнезема. С другой стороны органическая структура действует как шаблон, матрица для образования ядер минералов в растворе, благодаря чему эта структура фоссилизирована и фиксируется определенным – волокнистым, игольчатым, коккоидным, линзовидным, – строением породы.

В вопросах происхождения джеспилитов очень много спорного и неясного. Обсуждение условий образования кремнистых пород формаций этого типа невозможно без выяснений условий образования важнейшего компонента джеспилитов – минералов железа. Учитывая приведенные выше данные об окислительных и кислых средах, можно предполагать протекание химического выветривания по кислому типу, но без участия организмов, поскольку последний при ведущей роли организмов и генерированного ими органического вещества, возник позже. В этом случае в кислой среде и восстановительной обстановке возможна миграция в растворенном виде железа и повышена способность миграции кремнезема.

Осаждение карбонатов железа и ассоциированного с ними кремнезема происходило в нейтральных или слабокислых средах до массового (подчеркнем – массового) развития цианобактериальных со-

обществ в среднем протерозое. Последние интенсивно утилизировали углекислый газ, связывая его в карбонатные породы, что привело к смене в среднем протерозое слабокислой обстановки на щелочную, в которой в среднем и позднем протерозое шло накопление карбонатов, в том числе магнезиальных. Если это так, то железистые кварциты – образования эпох относительно ограниченного развития жизни, а, точнее, видимо, определенных ее форм, что определило преобладание «первичных» «добιοогенных» условий на земной поверхности. Резкий, «взрывной» скачок развития цианей и прежде всего строматолитообразующих, обусловил смену геохимической обстановки, которая оказалась «запретной» для образования подобных пород в последующей геологической истории Земли.

В связи с образованием кремнистых пород в виде железистых кварцитов, интересно сделать экскурс к специфическим породам, известным под названием вторичные кварциты. Последние обычно считаются продуктом метасоматического изменения вулканических пород. Принципиально важно отметить, что они развиты только лишь в архее. Возникает вопрос – не являются ли эти породы продуктом метаморфизма древнейших кор выветривания «добιοогенного» кислотного типа. Дополнительным аргументом является ассоциация с ними минералов, обогащенных алюминием, которые могут быть метаморфическими производными первичных алюминий содержащих продуктов («бокситов», «латеритов») этого кислого выветривания.

Следующий интересный рубеж – граница раннего и позднего палеозоя – исчезновение обогащенных органическим веществом кремнистых сланцев – фтанитов и лидитов, коррелируется с выходом организмов и прежде всего растительности на сушу.

Является ли это временное совпадение случайным или имеет какую-то общую причину, сказать крайне сложно. В качестве сугубо предварительного и лишь одного из возможных объяснений можно привести следующее.

В свое время В.И. Вернадский высказал мысль об относительном постоянстве массы живого вещества, величина которой лишь незначительно колебалась в геологической истории (Вернадский, 1927, с. 194, 1934, с. 183, 1983, с. 220). Идея эта постепенно приобретает все более сторонников. Позднее А.А. Ярошевский уточнил это положение, говоря о постоянстве первичной продукции, а не одномоментной массе живого вещества (Ярошевский, 2003). Величина био-

массы в целом лимитируется количеством биогенных элементов, которые могут быть одномоментно вовлечены в жизненный процесс. Если это так, то «перераспределение» необходимых для жизни элементов за счет их усвоения наземной растительностью, сократило продуктивность морских экосистем, а следовательно, и накопление органического вещества в кремнистых осадках. Возможны и другие объяснения – увеличение оксигенезации океанических вод, увеличение вертикальной циркуляции и водообмена, что ведет к поставке кислорода в придонные слои и соответственно окислению органического вещества в осадке, и т.д.

Наконец, интересно и еще одно временное совпадение развития биоса и формирования кремнистых пород.

В меловой период, точнее его вторую половину, на суше сформировались мощные тропические леса с их огромной продуктивностью, что обусловило проявление интенсивного химического, точнее уже биохимического, выветривания по кислому типу под воздействием жизни (в отличие от такового добиогенного в архее), формирование классических элювиальных бокситов и, соответственно, появление массы растворенного кремнезема. Последний, как отмечал А.Л. Яншин (1988), поступая в Мировой океан, «спровоцировал» развитие организмов с кремневой функцией, и прежде всего диатомей. Последние оккупировали обширные пространства, в том числе эпиконтинентальных морей, что привело к массовому развитию платформенных диатомитов, трепелов и опок.

Обобщая материалы по эволюции кремненакопления можно отметить, несколько моментов.

Во-первых, в геологической истории отмечается снижение роли вулканизма – прежде всего как поставщика материала и, возможно, как процесса, обеспечивающего его ограниченное по масштабу хемогенное осаждение.

Во-вторых, в фанерозое в связи с появлением скелетной фауны – радиолярий, произошло изменение *способов* извлечения организмами кремнезема из растворов. Химическая фиксация кремнезема активными свободными функциональными группами, по-видимому, посмертная, сменилась прижизненным построением скелетов. «Матричная» форма выделения кремнезема по микробальным пленкам сменилась образованием индивидуальных скелетов (раковин).

В-третьих, эволюцию основных кремнийосаждающих организмов. В течение фанерозойской истории это были радиолярии, но с мела их

доля сократилась, и ведущее значение приобрели диатомеи, что, возможно, и привело к некоторому смещению кремненакопления на платформы. Кремневые губки в течение фанерозоя были факультативной кремний осаждающей группой, причем их значение иногда относительно возрастало.

В-четвертых, общее развитие жизни, которое привело к изменению геохимических обстановок атмо- и гидросферы, что обусловило смену механизмов а во многом и областей осаждения кремнезема, смену типов кремнистых пород. До появления скелетных организмов подобное влияние было, видимо, ведущим и докембрийское кремненакопление определялось именно обстановками того времени. В фанерозое же кремненакопление стало чисто биогенным и обусловлено лишь развитием организмов с кремневой функцией.

Наконец, в-пятых, общее развитие органического мира, обусловило определенные рубежи развития тех или иных типов кремнистых пород. Можно наметить по крайней мере три подобных границы: начало фанерозоя – смену чисто микробияльного кремненакопления, или, точнее, воздействия микробияльной деятельности на кремненакопление биогенным, прекращение образования обогащенных органическим веществом кремнистых сланцев, синхронизированное с началом колонизации суши, и взрывной характер глобального кремненакопления, связанного с появлением и развитием диатомовых водорослей, которое коррелируется со временем появления покрытосеменных растений, образующих формацию тропического леса.

Некоторые общие показатели взаимосвязи эволюции осадочного породообразования и органической жизни

Живые организмы и органическая жизнь в целом влияют на осадочный процесс несколькими способами.

Во-первых, это создание собственно живого вещества, которое в виде органического материала, претерпевшего те или иные изменения, образует специфические горные породы – угли, горючие газы, нефть и т.д. Во-вторых, извлекая из окружающей среды, как водной, так и наземной, организмы строят свой скелет. В максимальной степени это касается карбонатов кальция и кремнезема, значительно меньше фосфатов, карбонатов магния, стронция и еще реже других компонентов. В итоге образуются мощные толщи карбонатных, кремнистых, в меньшей степени фосфатных и других типов пород.

В-третьих, при разложении органического вещества на стадии диагнеза, опять-таки чаще всего при участии бактериального сообщества в осадке, формируются своеобразные минеральные образования различного состава чаще всего конкреционного типа. Наконец, в-четвертых, и это видимо, наиболее важно, созданием общей геохимической обстановки биосферы, что и определяет в конечном счете все осадочные процессы.

Жизнь и ее эволюция влияют на осадочный процесс, как на породном, так и на надпородном формационном уровне. При этом первые три указанных выше способа более отчетливо проявляются на породном уровне, четвертый – на формационном. Последнее положение нельзя понимать дословно, поскольку соотношения здесь значительно более сложные и многообразные.

Смена типов организмов вела к изменению структурных типов пород, а нередко и к изменению механизмов осаждения материала.. Если говорить о наиболее ярких примерах и, видимо, наиболее изученных карбонатных породах, то в мелководных карбонатах можно указать на смену строматолитовых известняков и доломитов рифея – времени расцвета и даже господства цианобактерий – органогенными и органогенно-обломочными известняками фанерозоя, когда появилась и была широко распространена скелетная фауна. При этом в той или иной степени менялся и состав породообразующих организмов. Брахиоподы, табуляты и ругозы палеозоя сменились пелециподами и гексакораллами мезозоя-кайнозоя. Так, смена цианобактериальных сообществ высокоорганизованной скелетной фауной привела к смене биохемогенного осадений карбонатного материала в протерозое чисто биогенным в фанерозое (точнее к изменению соотношений того и другого).

В пелагических областях, где формировались нектоно-планктоногенные формации, тентакулитовые известняки палеозоя сменились аммонитовыми триаса-юры, затем кокколитовыми мела – низов палеогена и, наконец, птероподово-фораминиферовыми осадками (и породами) кайнозоя. Появление массового планктона в виде кокколитофорид, планктонных фораминифер и др., наряду с другими факторами обусловило существенное сокращение формирования бентоногенных карбонатных формаций и напротив, образование планктоногенных.

Радиоляриты палеозоя в значительной степени сменились диатомитами, трепелами и опоками мезозоя – кайнозоя – продуктами жизни диатомей.

Влияние жизни на уровне формаций ярко проявляется в эволюции рассмотренных выше красноцветных толщ. Более опосредовано оно проявлено в кремнистых образованиях. Образование радиоляритов и кремнистых сланцев палеозоя обусловлено развитием радиолярий, а опоковой формации мезозоя – кайнозоя – диатомеей.

Только после появления наземной растительности стало возможным массовое образование углей. Возникновение цветковых растений и становление во второй половине мела «формации тропического леса» с ее огромной продуктивностью и соответственно способностью к химическому выветриванию, обусловило появление и широкое развитие латеритного выветривания и латеритных бокситов. Вторым следствием этого процесса стал вынос в моря и океаны освободившихся огромных масс растворенного кремнезема, что в свою очередь стимулировало вспышку развития кремнийусваивающих организмов и массовое осаждение биогенного кремнезема, что нашло свое выражение в образовании опоковой формации.

Изучение эволюции осадочного породообразования дает интересный пример того, как *метод* исследования и установления *факта* эволюции становится одним из важнейших *способов* выяснения *причин* породообразования и их изменения.

Например, установление факта изменения во времени состава осадочных карбонатных пород (преимущественно кальцитовый в архее, преобладающее развитие магнезиальных в протерозое и последовательное, хотя и ступенчатое сокращение в фанерозое) и синхронная (точнее, видимо, квазисинхронная) эволюция автотрофов и прежде всего микробиальных, в том числе цианобактериальных, сообществ (рис. 4), наряду с целенаправленными натурными и экспериментальными работами, позволили с высокой степенью вероятности объяснить *происхождение* магнезиальных карбонатов – доломитов и магнезитов (Зайцева и др., 2006, Кузнецов, 2003, 2004, 2005, Bontognali et al., 2010, Burns, et al., 2000, Vasconcelos et al., 1995, 1997, Wacey et al., 2007).

Ни в коей мере не ставя целью разработки сколько-нибудь детальной программы развития эволюционного раздела в литологии, объектов и направлений подобного анализа, можно думать, что одним из важнейших направлений, будет совместное изучение эволюции осадочного процесса и органического мира, их взаимовлияния и результатов, как в виде эволюции отдельных пород, формаций, так и общей эволюции геохимической среды внешних геосфер, которая определяется биогенными и абиогенными процессами и сама влияет на них.

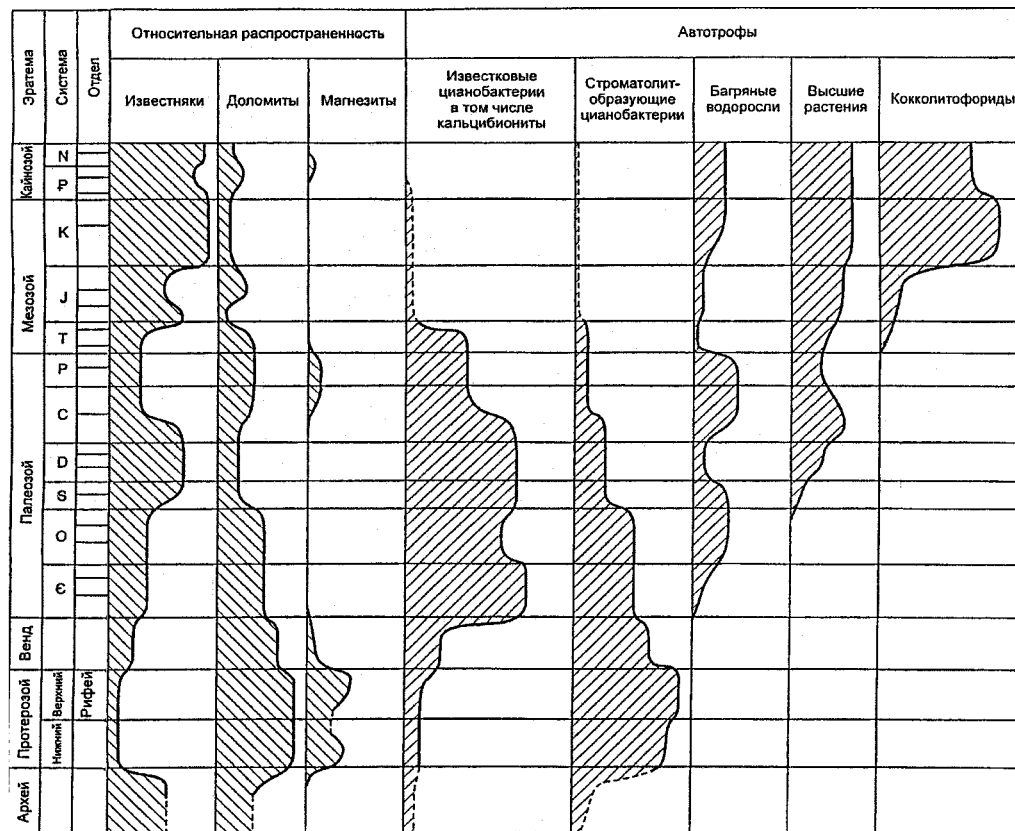


Рис. 4. Принципиальная схема соотношения эволюции карбоната накопления и эволюции биоса в истории Земли

Фундаментальной и общенаучной проблемой может стать исследование вопроса, на который обратил внимание М.А. Федонкин (2003, 2004, Fedonkin, 2003). Проблема заключается в роли тяжелых металлов, «микроэлементов» живого вещества в становлении и развитии организмов. И если на самых ранних этапах становления биосферы их источником могли быть исходные продукты аккреции протопланетного вещества и первоначальные протогенные магматические породы, то достаточно скоро появился и новый источник – породы осадочные. Не исключено, что микроэлементы этого происхождения могли оказывать влияние на позднейшую эволюцию органического мира. Положение это, возможно, весьма спорно и проблематично, но его специальное исследование весьма желательно и может привести к интересным и неожиданным выводам.

Литература

Анатольева А.И. Эволюция домезозойских красноцветных формаций // Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976. С. 44 – 55.

Анатольева А.И. Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978. 190 с. (Тр. ИГиГ СО АН ССР, вып. 416).

Анатольева А.И. Эволюция континентального красноцветного породообразования в истории Земли // Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах, М.: Наука, 1983. С. 121–128.

Аристотель. Метеорологика. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 240 с.

Бергман И.А. Еще раз о литий-магниевом отношении как критерии карбонатной природы рудного вещества докембрийских железистых формаций // Отечественная геология. 2002. № 5/6. С. 55–61.

Бергман И.А. Литий-магниевое отношение как критерий карбонатной природы рудного вещества железисто-кремнистых формаций // Докл. АН, 2005. Т. 400. № 6. С. 782–784.

Брокгауз Ф.А., Ефрон И.Ф. Энциклопедический словарь. Т. XV111. СПб, 1896.

Вальтер И. История Земли и жизни. СПб: Изд-во П.П. Сойкина, 1912. 539 с.

Вальтер И. Начатки геологии. Петроград: Просвещение, 1915. 154 с. (перепечатка: Гос. изд-во: Просвещение, 1920, 152 с.)

Вернадский В.И. Биосфера. Л.: Научн. хим.-техн. изд-во, 1926. 146 с.

Вернадский В.И. Очерки геохимии. М.-Л.: Государственное издательство, 1927. 368 с.

Вернадский В.И. Очерки геохимии. Четвертое (2-е русское) издание. М.-Л.-Грозный-Новосибирск: Горгеонефтеиздат, 1934. 380 с.

Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.

Вернадский В.И. Очерки геохимии. 7-е (4-е русское) издание. М.: Наука, 1983. 422 с.

Вернадский В.И. Труды по всеобщей истории науки. 2-е изд. М.: Наука, 1988. 336 с.

Вернадский В.И. Научная мысль как планетное явление. М.: Наука, 1991. 271 с.

Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.

Виноградов А.П., Ронов А.Б., Ратынский В.М. Эволюция химического состава карбонатных пород // Совещание по осадочным породам: Доклады. Вып. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1952. С. 104-123.

Дарвин Ч. Воспоминания о развитии моего ума и характера (Автобиография) Сочинения. Т. 9. М.: Изд-во, АН СССР, 1959. С. 166-242.

Жарков М.А. Эволюция галогенного осадконакопления в истории Земли // 27-й Международный геол. конгресс. Доклады советских геологов. Литология. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 69-75.

Жарков М.А. Эволюция эвапоритов в докембрии в связи с преобразованиями биосферы и химического состава Мирового океана. Ст. 1. Эвапориты архея и раннего протерозоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005. Т. 13. № 2. С. 19-29.

Заварзин Г.А. Литотрофные микроорганизмы. М.: Наука, 1972. 315 с.

Заварзин Г.А. Микробный геохимический цикл кальция // Микробиология, 2002. Т. 71. № 1. С. 5-22.

Заварзина Д.Г. Образование магнетита и сидерита термофильными железоредуцирующими бактериями // Палеонтологический журнал. 2004. № 6. С. 3-8.

Зайцева Л.В., Орлеанский В.К., Герасименко Л.М., Ушатинская Г.Т. Роль цианобактерий в кристаллизации магнезиальных кальцитов // Палеонтологический журнал, 2006. № 2. С. 14-20.

Каледя Г.А. Периодизация геологической истории кремнезема // Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3 и 4. Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1956. С. 277-21.

Красильникова Н.А. О генезисе фосфоритов и эволюции фосфоритообразования // Литология и полезные ископаемые, 1967. № 5. С. 156-163.

Красильникова Н.А. Историко-геологическое развитие условий фосфоритообразования // Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970. Т. 3. С. 3-9.

Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.

Кузнецов В.Г. Связь эволюции цианитов и стратиграфического размещения магнезитов // Геология и разведка, 2004. № 4. С. 30-36.

Кузнецов В.Г. Эволюция доломитообразования и ее возможные причины // Бюллетень МОИП. Отд. геол., 2005. Т. 80. Вып. 4. С. 49-66.

Кузнецов В.Г. О методах Леонардо да Винчи при анализе геологических процессов (на примере изучения Всемирного потопа) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82. Вып. 4. С. 80–83.

Кузнецов В.Г. Два Чарлза – Лайель и Дарвин и их влияние на изменение научного и общественного мировоззрения в XIX столетии / Бюллетень МОИП. Отд. геол., 2010. Т. 85. Вып. 3. С. 69–91.

Кювье Ж. Рассуждение о переворотах на поверхности земного шара. М.-Л.: Гос. изд.-во биол. и мед. лит-ры, 1937. 368 с.

Леонардо да Винчи. Избранные произведения. Т. 1. СПб: Наука: Издательский дом «Нева»; М.: Издательство «ОЛМА-ПРЕСС», 1999. 415 с.

Леонтьева Г.А., Шорин П.А., Кобрин В.Б. Ключи к тайнам Клио. М.: Просвещение, 1994. 286 с.

Ляйэлль Ч. Основные начала геологии или новейшие изменения Земли и ее обитателей. СПб., 1866. Т. 1. 399 с.; Т. 2. 562 с.

Николай Стенон. О твердом, естественно содержащемся в твердом. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 151 с.

Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т. 1. 352 с.; Т. 2. 384 с.

Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М.-Л.: Гостоптехиздат 1940. Т. 1. 476 с. Т. 2. 420 с.

Ронов А.Б. Стратисфера, или осадочная оболочка Земли (количественное исследование). М.: Наука, 1993. 144 с.

Сауков А.А. Эволюция факторов миграции элементов в геологической истории // Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 5. С. 3–16.

Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л.: Гостоптехиздат, 1958. Т. 2. 519 с.

Страхов Н.М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. ИГН, вып. 73. Геол. сер. № 22. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 267 с.

Страхов Н.М. Основы исторической геологии. М.-Л.: Госгеолтехиздат, 1948. Часть. 1. 253 с.

Страхов Н.М. О периодичности и необратимой эволюции осадконакопления в истории Земли // Изв. АН СССР, сер. геол., 1949. № 6. С. 70–111.

Страхов Н.М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. ИГН, вып. 124. Геол. сер. № 45. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 371 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР. Т. 1. 1960. 212 с.

Страхов Н.М. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли // Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 12. С. 3–22.

Федонкин М.А. Сужение геохимического базиса жизни и эвкариотизация биосферы: причинная связь // Палеонтологический журн. 2003. № 6. С. 33–40.

Федонкин М.А. Изменение доступности металлов и эвкарриотизация биосферы в докембрии // Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 426–447. (Тр. Геол. ин-та, вып. 565).

Хворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968. Тр. Геолог. Ин-та вып. 195. С. 9-136.

Холодов В.Н. Эволюция кремненакопления в истории Земли // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 6-43.

Хэллем Э. Великие геологические споры. М.: Мир, 1985. 216 с.

Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993 240 с.

Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1988. 288 с.

Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983. 264 с.

Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. М.: Наука, 1984. 231 с.

Янишин А.Л. Красноцветные формации // БСЭ. Т. 25. 1953. С. 264.

Янишин А.Л. Эволюция геологических процессов в истории Земли. Л.: Наука, 1988. 39 с.

Янишин А.Л. Л.В. Пустовалов – основоположник учения об эволюции геологических процессов // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений, 1993. № 4. С. 3 – 9.

Янишин А.Л., Жарков М.А. Эпохи и эволюция фосфоритонакопления в истории Земли // Бюлл. МОИП, Отд. геол., 1986. Т. 61. Вып. 2. С. 7–19.

Ярошевский А.А. Идея о «вечности» жизни и принцип постоянства геохимических параметров биосферы в концепции В.И. Вернадского // Вестник Российской академии естественных наук, 2003. Т. 3. № 1. С. 22–24.

Bontognali T.R.R., Vasconcelos C., Warthmann R.J., Bernasconi Ch.M., Dupraz Ch., Strohmenger Ch., McKenzie J.A. Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi, (United Arab Emirates) // Sedimentology. 2010. V. 57, N 3. P. 824–844.

Burns St.J., McKenzie J.A., Vasconcelos Cr. Dolomite formation and biogeochemical cycles in the Phanerozoic // Sedimentology. 2000. V. 47. Supplement 1. P. 49-61.

Chilingar G.V. Relationship between Ca/Mg ratio and geological age // Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull. 1956. V. 40. P. 2256-2266.

Daly R. First calcareous fossils and evolution of limestones // Geol. Soc. Amer. Bull. 1909. V. 20. P. 2517-2527.

Fedonkin M.A. The origin of the Metazoa in the light of the Proterozoic fossil record // Paleontological Research. 2003. V. 7. N 1. P. 9–41.

Vasconcelos Cr., McKenzie J.A. Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil) // *J. Sedimentary Research*. 1997. V. 67 A. N 3. P. 378-390.

Vasconcelos Cr., McKenzie Ju., Brnasconi St., Grulic D., Tien A. Microbial mediation as a possible mechanism for dolomite formation at low temperatures // *Nature*. 1995. V. 377. P. 220-222.

Wacey D., Wright DT., Boyce A.J. A stable isotope study of microbial dolomite formations in the Coorong Region, South Australia // *Chem. Geol.* 2007. V. 244. Iss. 1-2. P. 155-174.

Walsh M. Microfossils and possible microfossils from the Early Archean Onverwacht Group, Barberton Mountain Land, South Africa // *Precambrian Research*. V. 54. 1992. P. 271-292.

Westall F., Boni L., Guerzoni E. The experimental silicification of Microorganisms // *Paleontology*. 1995. V. 38, N 3. P. 495-528.

Westall F., The geochemical environment and earliest life on Earth // 32-nd International Geological Congress, Florence, 2004. Abstracts. Part 2. P. 978.

О СИНЕРГЕТИЧЕСКОМ МИРОВИДЕНИИ В СЕДИМЕНТОЛОГИИ

В.П. Алексеев

Уральский гос. горный университет, Екатеринбург, igg.lggi@ursmu.ru

Постановка задачи

На предыдущем, 5-м Всероссийском литологическом совещании автором в режиме «за» и «против» была рассмотрена целесообразность использования представлений о нелинейности процессов и их самоорганизации, применительно к нефтегазовой литологии [3]. Отметим, что даже небольшой промежуток времени, разделяющий 5-е и 6-е совещания, оказался отмечен рядом публикаций по затрагиваемому вопросу, причем весьма разного характера. С одной стороны – продолжается активное внедрение синергетического мировидения в геологические исследования (например, [13]), с другой – усиливаются предостережения о девальвации и размытости синергетических представлений. Так, отмечается, что в публикациях ряда авторов «... синергетика из «междисциплинарной методологии», которая, впрочем, еще убедительно не обоснована, уже превращается в религию мира» [12, с. 29].

Г. Хакен, внесший в научный оборот понятие синергетика (от гр. *synergetics* – совместное действие), так определил *ключевые слова*, раскрывающие сущность синергетики [15, с. 182].

1. Исследуемые системы состоят из нескольких или многих одинаковых или разнородных частей, которые находятся во *взаимодействии* друг с другом.

2. Эти системы являются *нелинейными*.

3. При рассмотрении физических, химических и биологических систем речь идет об *открытых системах*, далеких от теплового равновесия.

4. Эти системы подвержены внутренним и внешним *колебаниям*.

5. Системы могут стать *нестабильными*.

6. Происходят *качественные* изменения.

7. В этих системах обнаруживаются *эмерджентные* новые качества.

8. Возникают *пространственные, временные, пространственно-временные или функциональные структуры*.

9. Структуры могут быть *упорядоченными* или *хаотическими*.

10. Во многих случаях возможна *математизация*.

В своих работах по изучению терригенных отложений Западно-Сибирского осадочного мегабассейна (ЗСОМБ) и прежде всего – Шаимского нефтегазоносного района (НГР) мы с разных сторон и аспектов рассматривали многие из перечисленных выше позиций [23, 24, 25]. Не претендуя на полный охват проблемы, перечислим отдельные результаты, во многом имеющие характер «узловых точек» для седиментологических основ литологии.

Уровни организации геологических объектов

Многоуровневая организация геологических объектов в принципе аксиоматична. Их ранжирование, произведенное в рамках *системного* подхода, приведено в табл. 1. Здесь уточним, что вне осадочных толщ из внимания геологов часто «выпадает» 4-й циклический или циклитовый, уровень. Его значение понятно из простого сравнения мощности (толщины) слоя для уровня 3: чаще всего это доли метра ÷ первые метры и формации для уровня 5: ее толщина, как правило, начинается от 500 м. Тем самым различия в указанных значениях достигают 2-3 порядков. Дополнительные доказательства наличия самостоятельного циклического уровня в организации геологических тел, по нашему мнению, становятся излишними.

Сразу же отметим, что отображение ключевого понятия нефтегазовой литологии – *коллектора* – уже подтверждает сущностный элемент *нелинейности* предлагаемой ранжировки. Последнее отчетливо следует из сравнения достаточно распространенных понятий. В работе [14] иерархические уровни структуры терригенных нефтяных пластов (коллекторов) показаны в следующем виде (рис. 1):

I – уровень элементарного объема породы с оценкой минерального состава скелета и количества цементирующего вещества;

II – уровень геологических тел, сложенных единым литологическим типом пород, в данном случае уровень песчаных пропластков;

III – уровень геологических тел, представляющих систему гидродинамически связанных пропластков;

IV – уровень геологических тел, представляющих систему гидродинамически несвязанных пластов, каждый из которых в общем случае представляет систему гидродинамически связанных пропластков.

Нетрудно заметить, что иерархический уровень I на рис. 1 соответствует гранулоседиментогенезу (см. табл. 1), уровень II – стратоседиментогенезу, а III и IV – циклоседиментогенезу (III – элементарному литоциклу, а IV – литоциклам II-III порядков) [1].

Таблица 1

Ранговая шкала геологических тел в нефтегазовой литологии

Уровни организации		Объекты (геологические тела)	Инварианты седиментогенеза (СГ) [21]	Коллекторы (уровни см. на рис. 1)	Эмерджентное свойство (свойство целого, не сводимое к сумме свойств составляющих элементов)
Группа	Ранг				
Структурно-формационная	6	Формационные комплексы; осадочные бассейны			
	5	Формации			Единство геотектонических условий и палеогеографической обстановки
	4	Наборы пород: от литоритмов до литоциклов нескольких порядков	ЦиклоСГ		Направленность смены типов пород и их комплексов
Минерально-петрографическая	3	Слои ≈ пласты	СтратоСГ		Простая повторяемость ограниченного набора слоев и слоев
		Породы; в том числе ритмиты	ГранулоСГ		
	2	Минералы			Устойчивое сочетание минералов;
	1*	Молекулы			

*) Справочно, поскольку собственно геологическими телами они не являются

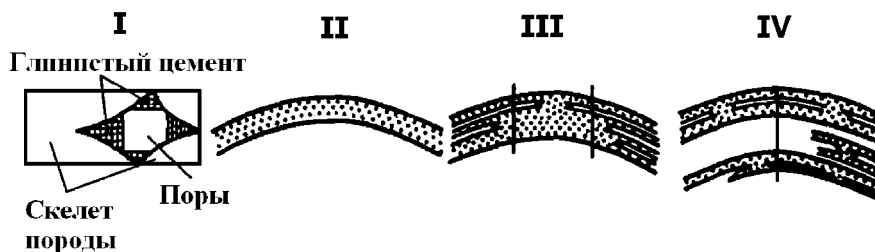


Рис. 1. Схема выделения структурных уровней геологической неоднородности [14]: уровни I и II соответствуют горнопородному уровню 3 в табл. 1, а уровни III и IV – надгорнопородному, или циклическому уровню 4 в той же табл. 1

Циклический (надгорнопородный) уровень: автомодельность процессов осадконакопления

К настоящему времени наличие самостоятельного уровня организации геологических тел в виде литоциклов (циклитов) разных порядков (см. табл. 1) у геологов, занимающихся изучением осадочных толщ, не вызывает сомнений. Поскольку данный вопрос во многом дискуссионен, рассуждая образно, «изнутри» и заслуживает особого рассмотрения, ограничимся своего рода геологической «привязкой» формирования геологических объектов с упорядоченным строением (s. l.) к сценарию хаотизации процесса (рис. 2).

Принципиально показанный сценарий хаотизации управляется одним параметром. Он имеет свое описание в известной *теории катастроф*, охватывающей внезапный ответ системы на плавное изменение внешних условий, выражающийся в *бифуркации* [7]. Речь идет о резких качественных изменениях состояния системы при исчезающе малых изменениях управляющих параметров, что показано на рис.3.

Во временном режиме процесс развития системы для уровня собственно циклогенеза (ранг 4 в табл. 1) укладывается в модель *гистерезиса*. На рис. 4 он увязан со своей «седиментологической реализацией». Вверху цифрами от 1 до 5 показана яма, в которой находится шарик с большим коэффициентом трения. При последовательном изменении конфигурации дна ямы от положения, обозначенного цифрой 1 до прямо противоположного (5), в некоторый момент (4) шарик вкатывается в противоположный максимум, а система делает катастрофический скачок с величиной Δt_1 . Справа от рисунка показана модель строения разреза для положений шарика 1 – 5: условно его нахождение в правом углублении соответствует песчанику, а в левом – алевролиту, аргиллиту. Внизу то же отражено в виде циклитов Ю. Н. Карогодина: наблюдается *инверсия* их строения, описанная в работах А. А. Нежданова и А. Л. Бейзеля, что рассмотрено нами в работе [1]. Важнейшим выводом из показанного является именно *скачкообразное* (Δt_1 на рис. 4) изменение состояния при исчезающе малом изменении управляющего параметра.

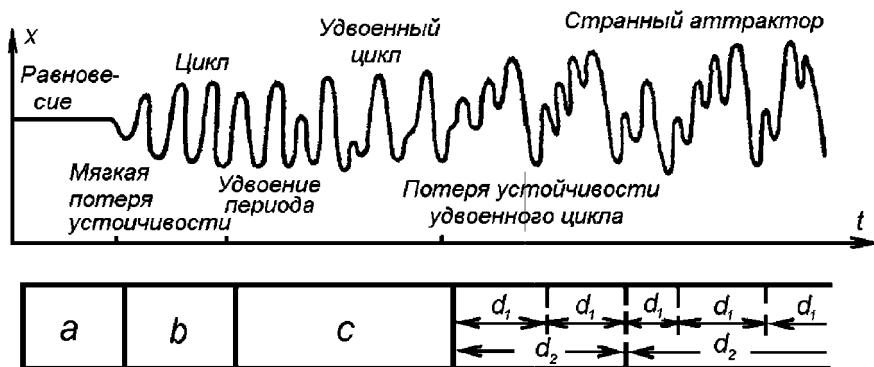


Рис. 2. Сценарий хаотизации (вверху) по В. И. Арнольду [7], и «привязка» к нему режимов осадконакопления (внизу), заключающаяся в отложении монотонных толщ (a), ритмов (b), простых циклитов (c) и литоциклов I (d_1) и II (d_2) порядков [9]

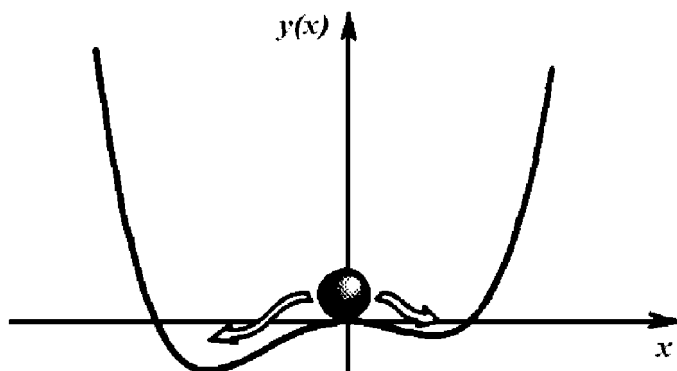


Рис. 3. Система, находящаяся в состоянии неустойчивого равновесия. Незначительные воздействия на систему извне с неизбежностью приведут к тому, что система перейдет в устойчивое состояние равновесия [17, 20]

Перечисленное тесно смыкается с принципами моделирования, «выходящими» на определение паттерна. Термин *паттерн* (англ. pattern) имеет широкое значение, включая такие интерпретации как образец, модель, система, структура и пр. Как указано в работе [20], в отечественной литературе под этим термином чаще понимается именно структура. Классификация паттернов приведена на рис. 5.

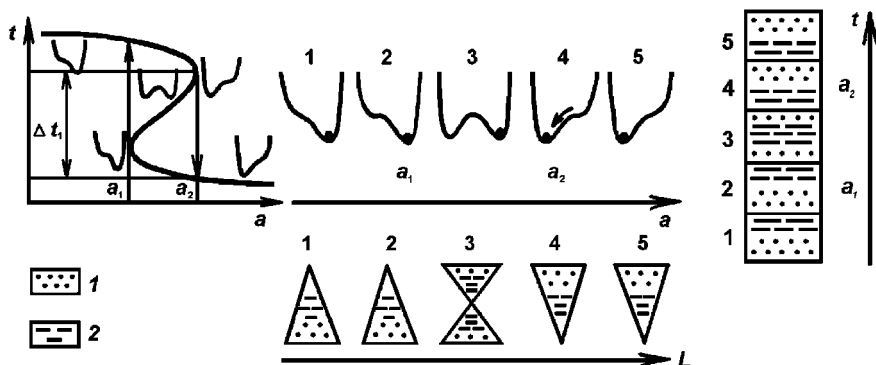


Рис. 4. Динамика состояния системы (a, t) при изменении состояния a [17]:
внизу – инверсия строения циклита по латерали, в направлении L ; справа –
перемещение песчаной части цикла (коллектора) из нижнего положения в
верхнее, во времени t ; 1 – песчаники; 2 – алевролиты, аргиллиты

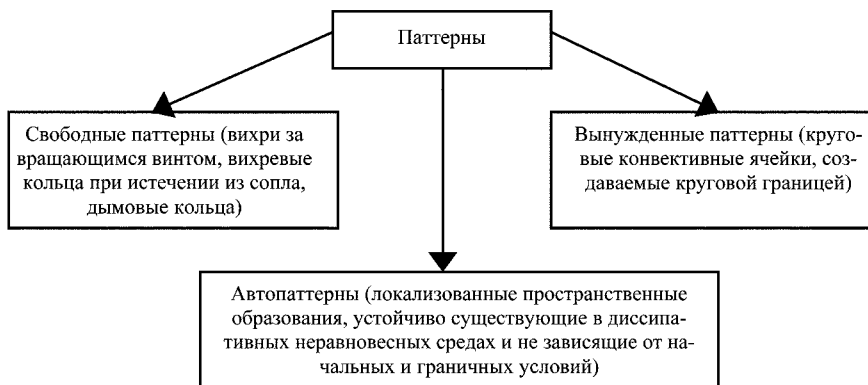


Рис. 5. Классификация структур (паттернов) [20, с. 176; с сокращением]

Нетрудно заметить, что *автопаттерны* принципиально сопоставимы с геологическими телами (объектами), реализуемыми на разных уровнях организации (см. табл. 1). В частности, именно с ними можно увязать выделение фаций, как осадков определенного облика, сформировавшихся в конкретных условиях [1, 23]. Этим, в частности, определяется «космополитность» многих фаций в стратиграфических разрезах и на обширных территориях.

Скольжение и перерывы (инвариантность)

Перечисленное и показанное выше позволяет перейти к оценке латерального смещения седиментационных единиц (слойков, слоев, комплексов слоев или литоциклов разных порядков). Отметим, что оно многократно описывалось в литературе. Одно из наиболее ранних изображений такого механизма предложено Т. Чемберленом (Т.С. Chamberlin, 1914), показавшим соотношение между истинной седиментологической мощностью ($\kappa + \kappa_1 + \kappa_2$) и наблюдаемой или «видимой» мощностью осадков s (рис. 6). На рис. 6, б сделана временная развертка данной схемы в стиле, использованном, в частности, в отечественной сводке [19].

Особых пояснений данная развертка не требует, поскольку по сути она адекватна знаменитой схеме Н. А. Головкинского, насчитывающей 140-летнюю историю. Подчеркнем только зубчатость диахронных слоевых границ, что детально проанализировано в работах С.И. Романовского [21 и др.] и отчасти показано нами [1]. В результате перемещения зоны с осадконакоплением формируется угол взбегания α , который в седиментологии характеризует «восходящую рябь». Налегание отдельных слоевых единиц на предыдущие соответствует углу ($\beta + \gamma$), при очень быстрой регрессии по сути равному β , поскольку $\gamma \rightarrow 0$. Чаще всего этот угол составляет первые градусы, что характерно, к примеру, для подводно-дельтовых песчаников. Наконец, укажем, что временные промежутки $t_2 - t_3$, $t_4 - t_5$, ... сводятся к минимуму не только быстрым возвратом к начальному состоянию системы слоенакопления, но и поступательно-налегающим формированием последующих слоев, что обеспечивает диастемальный характер данных частей разреза.

В дополнение к перечисленному отметим, что формирование приведенной на рис. 6 модели контролируется *самоорганизованной критичностью* (англ. – self-organized criticality), обычно описываемой как раз на примере кучи песка (!) – рис. 7.

При непрерывном токе поступающего песка (c) и соблюдении условия $J=+0$ будет осуществляться непрерывное продвижение кучи по латерали (вектор a). Однако при достижении некоторого критического латерального положения система вернется в исходное состояние. К примеру, это и характеризуют схемы формирования последовательных слойков (слоев) на рис. 6. Таким образом, мы «замкнули» наши рассуждения о природе формирования цикличности, подойдя к аттракторам (точнее – странным аттракторам), как притягивающим множествам в пространстве.

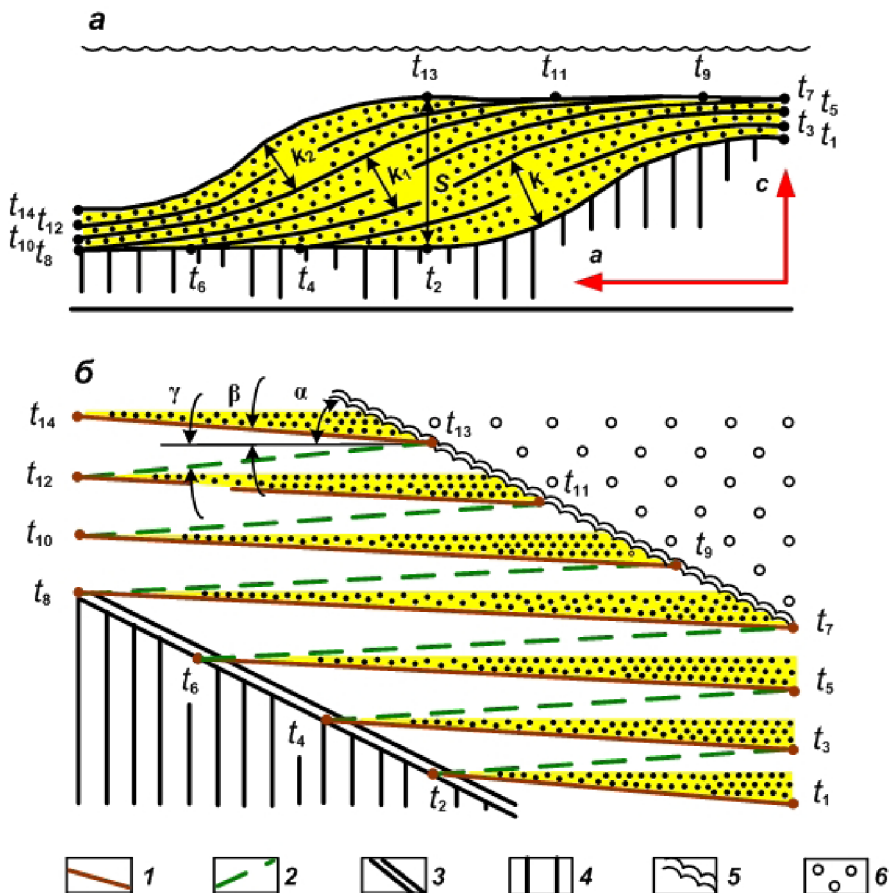


Рис. 6. Скольжение слоев:

a - схема соотношения между «геологической» или седиментологической ($k + k_1 + k_2$) и наблюдаемой или «видимой» мощностью (s) осадков: по Т. Чемберлену (Т.С. Chamberlin, 1914); *a-c* - латеральное и временное смещение слоев;

б - временная развертка верхней части рисунка (а) по последовательным отсчетам времени t_1 - t_{14} :

1 - трансгрессивное налегание слоев; 2 - регрессивный возврат в исходную (на чертеже) точку; 3 - общее трансгрессивное (либо ингрессивное) налегание комплекса, с перерывом или разрывом ранее сформированных отложений (4); 5 - завершение накопления комплекса, с последующим перерывом или новым этапом осадконакопления (6).

Пояснения к показанным углам (α , β , γ) см. в тексте

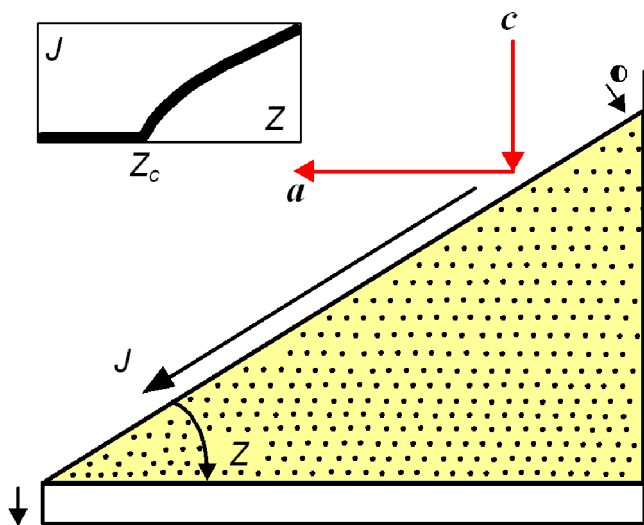


Рис. 7. Уголок с песком [8]. Состояние песка определяется углом наклона поверхности z . При его изменении происходит непрерывный фазовый переход (зависимость параметра порядка от управляющего параметра приведена на врезке) от неподвижного состояния ($J = 0$) к состоянию непрерывного тока песка ($J > 0$). При токе $J = +0$ система самоорганизуется в состояние с критическим наклоном $z = z_c$

В дополнение к изложенному отметим, что М.А. Садовским определена иерархическая последовательность для отдельностей разного масштаба (включая циклы) в виде геометрической прогрессии с показателем $K = 3,5 \pm 0,9$ [22]. Статистическое постоянство K свидетельствует о широком проявлении процессов *самоорганизации* в формировании цикличности. Порядковость (вложение) конкретных литоциклов, частично отмеченных выше, как нельзя более удачно вписывается в концепцию *фрактальной* геометрии. Таким образом, определяя цикличность, мы выделяем «порядок из хаоса», устанавливая организованность ансамблей слоев в представляемом до того их беспорядочном чередовании. В то же время, стремление охватить *единой* шкалой *все* проявления ритмичности и цикличности – от частоты взмахов крыльев колибри до галактических эпох, особенно ярко реализуемое С.Л. Афанасьевым, находится в осязаемом противоречии с системными принципами, которые, в частности, определяют уровни организации со своими эмерджентными свойствами (см. табл. 1). Та-

ким образом, принимая «сквозную» автомодельность – фрактальность в строении объектов *разного* уровня как их *инвариант*, в то же время необходимо отчетливо сознавать ее *различное* проявление (овеществление) на разных уровнях организации геологических тел.

В достаточно общем виде это показано в табл. 2, синтезирующей представления о скольжении геологических тел разных уровней седиментогенеза и показывающей их принципиальную инвариантность.

Таблица 2

Реализация инварианта скольжения границ геологических тел

Уровень организации (см. табл. 1)	Геологические тела (образования)	Диапазон толщин	Соотношение толщин (порядок)	
			внутри тел	между телами
Грануло- седиментогенез	Слойки косой слоистости, пач- ки слойков, се- рии	0,5-50 мм	10 ²	
				10
Страто- седиментогенез	Слои	0,5-5 м	10	
				10
Цикло- седиментогенез	Наборы слоев, формирующие комплексы	50-500 м	10	
Общий диапазон действия		0,5 мм- 500 м	10 ⁶	

Система – аттрактор

В работах [10, 11, 15, 16 и др.] в открытом или неявном виде высказываются представления о том, что хотя *новое* и появляется в результате бифуркаций как эмерджентное и непредсказуемое, в то же время оно и «запрограммировано» в виде спектра возможных путей развития, дискретного спектра относительно устойчивых структур – аттракторов эволюции. Тем самым настоящее системы определяется не только прошлым, но и «притягивается» из будущего (!), как об этом писали Е.Н. Князева и С.П. Курдюмов [15]. Продолжая это положение, процитируем еще одно высказывание из другой работы тех же авторов. «Важнейшим в синергетике является представление о структурах-аттракторах эволюции как реальных формах организации среды, на которые выходят процессы эволюции в ней. Если система (среда) попадает в поле притяжения опре-

деленного аттрактора, то она неизбежно эволюционирует к этому относительно устойчивому состоянию (этой структуре). С определенного класса начальных возмущений системы (среды) имеет место выход на эту структуру. ... Парадоксально, что это метастабильно устойчивое будущее состояние системы как бы притягивает, организует, формирует, изменяет наличное ее состояние» [16, с. 130].

Переходя к причинам установленных закономерностей, отметим, что в наиболее явном виде процессы самоорганизации описываются режимом *аттрактора* (лат. *attrahere* – привлекать, притягивать). Будучи притягивающим множеством в фазовом пространстве, аттракторы как привлекают соседние режимы, тем более – находящиеся в переходном процессе, так и способны к самоорганизации. При этом аттракторы, отличные от состояний строго периодических колебаний, наилучшим образом отвечают *странным аттракторам*, связываемым с проблемой турбулентности.

На рис. 8 приведены примеры реализации аттракторов для исследуемых нами отложений ЗСОМБ. Они приведены в правой части рисунка, основная часть которого заимствована из работы [13]. Последняя, также как и предыдущая книга в основном тех же авторов [10], представляет собой уникальное изложение нелинейных представлений для всесторонней оценки полосчатых железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Для осадочных же толщ вообще, и для ЗСОМБ в частности, излагаемые сведения являются пионерными. Прокомментируем показанные на рис. 8 результаты.

Под *устойчивым узлом* любой литолог легко распознает слой (т. е. однородное геологическое тело, ограниченное субпараллельными поверхностями) в конкретном пластопересечении (скважине). Тем самым конкретизируется вертикальный (стратиграфический) разрез любого объекта, с выделением интервалов определенного уровня с их непосредственными *эммерджентными* свойствами. Для пласта-коллектора, к примеру, это будет связность частиц, обеспечивающих его гидродинамическую проницаемость (см. рис. 1).

Напротив, *неустойчивый узел* обеспечивает расслоенность разреза, с формированием сколько угодно большого количества перерывов (*диа-стем* Дж. Баррелла). Эти процессы, соответствующие разноуровневому скольжению слоев, слоев и литологических комплексов, рассмотрены выше (см. рис. 6; табл. 2).

Устойчивый и неустойчивый фокусы реализуются инвариантно, в очень широком диапазоне геологических тел и процессов. На низких

Аттрактор	Фазовый портрет	Динамика во времени	Примеры общего характера	Примеры реализации: общая седиментология; ЗСОМБ
Устойчивый узел			Химические реакции, процессы горения, эксперимент Бенара и многие другие системы в стационарном состоянии	Формирование слоя в конкретной точке рассматриваемого геологического пространства (см. рис. 2); фация как порода, сформированная в определенных условиях
Неустойчивый узел			Системы разной природы при выходе из стационарного состояния	Перерывы в осадко (слое) накоплении – от диастем до глубоких размывов (см. рис. 6)
Устойчивый фокус			Самые разные природные и технические системы при выходе из автоколебательного режима	Инвариантно , по мере усложнения (см. рис. 2): • ритмиты; • простые литоциклы (гемциклы) • литоциклы первых порядков
Неустойчивый фокус			Самые разные природные и технические системы при переходе в автоколебательный режим	Вовлечение территории ЗСП в режим осадконакопления , с ее перманентным разрастанием в позднетриасовое-среднеюрское время
Предельный цикл			Часы, электрические цепи, реакция Белоусова-Жаботинского, процессы горения, ламинарное движение, гейзеры, турбидитные потоки и др.	Многопорядковая цикличность с четкой иерархией. «Вкладыши» литоциклов [1, 9]
Инвариантный тор			Реакция Белоусова-Жаботинского, конвекция Бенара, вихри Тейлора, электрические цепи и др.	Для вертикальной (стратиграфической) компоненты – формирование устойчивых комплексов , в т. ч. нефтегазоносных. Для латеральной (тектонической) компоненты – блоковость «клавишного», либо «шахматного» порядка
Странный аттрактор			Турбулентные потоки жидкости и газа, реакция Белоусова-Жаботинского, магнитное динамо, динамика климата и др.	Козвоплоения седиментологических и тектонических процессов – от s. str. для инверсии циклов (см. рис. 4) до s. l. для общей истории геологического развития осадочного бассейна или его части [25]

Рис. 8. Основные типы аттракторов в динамических системах [13] и примеры их реализации в терригенных отложениях

уровнях они описываются седиментологически; на высоких – во взаимосвязи геотектоники и палеогеографии. Последнее определяет уровень формационных исследований.

Формированию *предельных циклов* в наиболее полном виде соответствует и *цикличность* нескольких порядков, соответствующая самостоятельному уровню организации геологических тел (см. табл. 1). При ее основном эмерджентном свойстве – направленности чередования слоев или их комплексов, на некоторой ступени «простая» цикличность переходит в *инвариантный тор*, а на некотором этапе «с тора слезает шкура», и он переходит в *странный аттрактор* (см. рис. 2). Формирование цикличности в отложениях тюменской свиты в Шаимском НГР рассмотрено нами в работе [25].

Режимы собственно *инвариантного тора* и в особенности – *странного аттрактора* для геологических объектов в принципе каждый раз требуют самостоятельного рассмотрения. Констатируя, что вопросам наличия *закономерностей* в формировании наблюдаемых геотектонических структур Западно-Сибирской плиты (ЗСП) и прилегающих территорий посвящено большое количество разноплановых работ, наиболее перспективным видится их исследование именно в рамках *нелинейных представлений*. В значительной степени это сделано нами для Шаимского НГР [23, 24, 25] (см. выше).

Рассматривая реализацию аттракторов для конкретных изучаемых геологических процессов и объектов, подытожим, что показанные *модели-паттерны* (см. выше) полностью *верифицируют инвариантность* приведенных сведений.

Верификация представлений

Как отмечено при постановке проблемы, будучи склонными к широкому применению идей синергетики, мы использовали их в своих исследованиях применительно к Западно-Сибирскому осадочному мегабассейну (ЗСОМБ) вообще [2, 3, 5], и тюменской свите Шаимского нефтегазонасного района – в частности [23, 24, 25]. В очередной монографии по этому объекту была выполнена верификация полученных *конкретных результатов* некоторым теоретическим конструктам, содержащимся в новой разработке, касающейся темпомиров и временных шкал [6]. Приведем эти представления в расширенном и дополненном виде, в сравнении с изложенными в нашей работе [24, с. 199-201] (табл. 3), как это и было доложено на совещании [4].

<i>Синергетическое мировидение [6]: некоторые положения</i>	<i>Реализация представлений для рассмотренных реальных объектов Западно-Сибирского осадочного мегабассейна (ЗСОМБ)</i>
1 (стр. 22-23) ... второе начало термодинамики, говорящее о росте беспорядка (энтропии) в замкнутых системах, теряет свою силу для открытых нелинейных систем, изучаемых синергетикой. Локализованные, быстро развивающиеся структуры существуют за счет возрастающей хаотизации среды, на основе производства в ней энтропии. Структуры горения как бы интенсивно «выжигают» среду вокруг себя. И организация (порядок), и дезорганизация (энтропия) увеличиваются одновременно. На пике обострения процесса разогрева и «подбирания» границ тепла структура становится чрезвычайно шаткой, чувствительной к малейшим флуктуациям, случайным изменениям хода процесса. Они способны инициировать распад сложной структуры или же вывести на иной, противоположный режим – режим спада температуры и расползания тепла.	Указанное непосредственно относится к рубежам <i>перестройки</i> или изменения геологической «жизни» территории, имеющим тектоническую (s. l.) природу. Особенно ярко это выражено для границы нижнеплитного и собственно плитного этажей (отражающий горизонт – ОГ Т). Интересно и значимо, что в новых структурах «расползания тепла» (читай – смене прибрежно-морских отложений более глубоководными, собственно морскими) сохраняются реликты прежних (вогулкинская толща; «рябчики» коллатора АВ₁⁰; то же для ВК).
2 (стр. 35-36) Под аттрактором понимается состояние системы, к которому она эволюционирует. Наличие спектра потенциально возможных устойчивых структур – аттракторов системы есть просто иное, переформулированное отображение идеи дискретности... На графике аттрактор выглядит как схождение траекторий к одной точке или замкнутой петле, в пределах которой регулярно колеблется состояние системы. Точка схождения не зависит от того, из какого места графика тянется траектория, то есть от начальных условий движения...	Принципиально, для уровней грануло-, страто- и циклоседиментогенеза этот процесс детально разобран нами в ряде публикаций, в том числе для верхней границы тюменской свиты – в работе [23]; стратиграфических границ в целом – в работах [2, 5]. Это положение находит свою реализацию в выдержанности как ОГ Т (см. выше), так и М и М₁. Особенно важным выглядит сходство механизмов, выраженных в одинаковой реализации стратиграфических границ.

Парадоксальность действия аттрактора заключается в том, что он осуществляет как бы детерминацию будущим, точнее предстоящим состоянием системы. Состояние еще не достигнуто, его не существует, но оно каким-то загадочным образом протягивает щупальца из будущего в настоящее. Здесь и встает философская проблема возможности целеполагания в неорганической природе.	Проявление <i>эквифинальности</i>, в принципе вытекающее из закона перехода количества в качество, чрезвычайно удачно работающего при изучении цикличности [1]. Определяет иерархичность в строении структур (в частности – циклов) и т. п. С ним соотносится главная характеристика системы – наличие эмерджентного свойства.
3. (стр. 37) Флуктуации, или незначительные, случайные возмущения в системе, играют, согласно моделям синергетики, тройственную роль.	
<i>Во-первых</i>, они могут выступать как нейтральный фон, ровное взаимно уравновешенное мерцание всей массы внешних помех и внутренних шумов системы, не вносящее в систему заметных отклонений. Даже крупная флуктуация, если она не превысила некоторого порогового значения, гасится всей остальной массой «спокойных» атомов или молекул.	Характерно для внутреннего строения «монотонных» толщ. Именно с этими горизонтами, при их региональном развитии, связано формирование покровов. В определенной степени это относится к т. н. «базальным» горизонтам», которые в итоге сглаживают, «демпфируют» крупные несогласия, возникающие в результате активных тектонических импульсов.
<i>Во-вторых</i>, флуктуации могут играть роль зародыша нового состояния: при благоприятных условиях отдельная флуктуация способна вызвать разрастание островка неоднородности и нарастающее, кумулятивное усиление возмущения, последствием чего может быть закрепление такого возмущения внутри системы и готовность к изменению состояния всей системы.	Основа самого разделения процесса и его результата на некоторые интервалы разреза, с направленной сменой состояний. В общем плане это <i>литоциклы</i>, представляющие самостоятельный уровень организации геологических тел и обладающие четкой иерархичностью [1, 9].
<i>В-третьих</i>, флуктуация может играть роль спускового крючка или «последней капли», когда в системе, уже достигшей высокой степени неравновесности и неустойчивости, потенциально готовой к скачку, он мгновенно инициируется возникшим возмущением. Это явление называют феноменом самоорганизующейся критичности.	Явление сжато рассмотрено нами в ряде работ, в том числе [25]. Оно также особенно характерно для уровня циклоседиментогенеза. В стратиграфии часто микшируется скольжением (диахронностью) границ, в соответствии с законом Головкинского.

Выполненное сравнение, по нашему мнению, достаточно убедительно *верифицирует* как общие положения синергетического мировидения на конкретных геологических объектах, так и получаемые результаты с позиций их осмысления в рамках реализации нелинейных самоорганизующихся процессов. В целом это вполне вписывается в общий процесс движения познания, учитывающий несомненную и необходимую «вмонтированность» геологических процессов в общий контекст глобализации науки «в неживой природе, органическом мире и социальной жизни» [18].

Заключение

В завершение изложенного вернемся к ключевым словам, перечисленным при «постановке проблемы» и характеризующим сущность синергетики. Конспективно это сводится к следующему.

Взаимодействие тектонических блоков, последовательно вовлекаемых в процесс осадконакопления, является для ЗСП в целом и Шаимского НГР в частности уже аксиоматичным. *Нелинейность* процессов внутриконтинентального седиментогенеза, после изложенных материалов, нет нужды доказывать. *Открытость систем* для геолога, связанного с изучением флюидов, априорна и является главным объектом изучения. *Колебания* систем в виде автомодельных процессов частично рассмотрены выше, так же как их *не стабильные* состояния, в точках бифуркаций. *Качественные* изменения проиллюстрированы нами сменой палеоландшафтов во время формирования тюменской свиты в работе [24]. *Эмерджентность* прослежена для разных уровней организации геологических тел, включая циклический (надгорнопородный) [25]. Примером возникновения *пространственно-временной структуры* является тюменская свита как связующее звено в раннемезозойских угленосных терригенных толщах Северной Евразии [23]. *Упорядоченность* или *хаотичность* структур показана при рассмотрении сценария хаотизации. Наконец, хотя в наших исследованиях слабо представлена *математизация*, это с лихвой окупается широким применением *моделирования*.

Литература

1. *Алексеев В.П.* Литологические этюды. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 149 с.
2. *Алексеев В.П.* Нелинейность в угольной геологии: известные данные в контексте синергетического мировидения // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. Вып. 16. С. 38-48.
3. *Алексеев В.П.* Использование представлений о нелинейности в нефтегазовой литологии: pro et contra // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: Матер. 5-го Всерос. литол. совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. Т. 1. С. 13-16.
4. *Алексеев В.П.* О синергетическом мировидении в седиментологии // Концептуальные проблемы литологических исследований в России: Матер. 6-го Всерос. литол. совещания. Казань: Казанский ун-т, 2011. Т. 1. С. 21-24.
5. *Алексеев В.П., Рыльков С.А., Ворожжев Е.С., Медведева Т.Ю.* Диверсификация традиционных представлений нефтегазовой литологии в ракурсе синергетического мировидения // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО-Югры (Одиннадцатая науч.-практ. конф.). Ханты-Мансийск, 2008. Т. 1. С. 304-315.
6. *Алюшин А.Л., Князева Е.Н.* Темпомиры: Скорость восприятия и шкалы времени. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 240 с.
7. *Арнольд В.И.* Теория катастроф. М.: Наука, 1990. 128 с.
8. *Бак П., Чен К.* Самоорганизованная критичность // В мире науки. 1991. № 3. С. 16-19.
9. *Ботвинкина Л.Н., Алексеев В.П.* Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1991. 336 с.
10. *Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю.* Самоорганизация минеральных систем. Синергетические принципы геологических исследований. М.: ГЕОС, 2001. 312 с.
11. *Егоров Д.Г.* Изменение парадигм в современных науках о Земле. М.: Academia, 2004. 184 с.
12. *Жилин В.И.* Синергетический сциентизм: Критический анализ философско-методологических оснований. М.: КРАСАНД, 2011. 192 с.
13. *Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М. и др.* Самоорганизация рудных комплексов. Синергетические принципы прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2009. 392 с.
14. *Каналин В.Г., Вагин С.Б., Токарев М.А., Ланчаков Г.А., Пономарев А.И.* Нефтегазопромысловая геология и гидрогеология. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2006. 372 с.
15. *Князева Е.Н., Курдюмов С.П.* Основания синергетики. Синергетическое мировидение. М.: КомКнига, 2005. 240 с.
16. *Князева Е.Н., Курдюмов С.П.* Синергетика: Нелинейность времени и ландшафты коэволюции. М.: КомКнига. 2007. 272 с.

17. *Малинецкий Г.Г.* Математические основы синергетики. Хаос, структуры, вычислительный эксперимент. М.: КомКнига, 2005. 312 с.
18. Моделирование нелинейной динамики глобальных процессов. М.: Изд-во МГУ, 2010. 412 с.
19. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. 526 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 543).
20. Путь в синергетику. Экскурс в десяти лекциях. М.: КомКнига, 2005. 304 с.
21. *Романовский С.И.* Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. Л.: Недра, 1985. 263 с.
22. *Садовский М.А.* Автомодельность геологических процессов // Вестник АН СССР. 1986. № 8. С. 3-11.
23. Состав и генезис отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 209 с.
24. Стратиграфия и палеогеография мезозойско-кайнозойского чехла Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2010. 257 с.
25. Строение и корреляция отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2009. 227 с.

БАКТЕРИАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ

А.И. Антошкина

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН; 167982 Сыктывкар, Первомайская, 54

E-mail: Antoshkina@geo.komisc.ru

Дается краткий анализ исследований по огромной роли бактерий в формировании осадочных пород, вызывающих объективную необходимость их обобщения и систематизации для построения общей теории осадочного процесса, в котором предлагается выделение специального направления – бактериальный литогенез.

ВВЕДЕНИЕ

Обнаружение широкого распространения fossilized останков микроорганизмов в древних осадочных и вулканогенных породах говорит о том, что их сообщества были важнейшим фактором осадкообразования на поверхности Земли уже с архея. В настоящее время имеется много доказательств того, что микроорганизмы, и прежде всего археи и бактерии, играют огромную роль в геологических процессах. Недавно биохимики обнаружили у некоторых микробов необычный фермент с двойной функцией, участвующий в синтезе глюкозы. Свойства фермента и положение его обладателей на эволюционном дереве согласуются с гипотезой о том, что жизнь зародилась в горячих вулканических источниках, а первые живые организмы были хемоавтотрофами, то есть получали энергию из простых окислительно-восстановительных реакций и самостоятельно производили органику из CO_2 (Martin et al., 2008). В свете современных геомикробиологических, биоминералогических и палеонтолого-литологических исследований блестяще подтверждается мысль В.И. Вернадского (Вернадский, 1937) *о заселении всей оболочки Земли бактериальной жизнью*. В данной статье делается попытка привлечь внимание геологов разных направлений на вездесущность бактериального влияния при формировании и преобразовании горных пород и руд.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Возможность изучения микроорганизмов возникла лишь с развитием оптических приборов. Разработанный русским микробиологом С.Н. Виноградским в 1891 г. метод выращивания микробов в лабораториях

на избирательных питательных средах позволил установить всеобщность бактерий. Благодаря ничтожным размерам бактерии легко проникают в трещины и поры. Они приспособлены к неблагоприятным условиям: высыханию, холодам, нагреванию до 80-90°C не теряя при этом жизнеспособности, а их споры выдерживают кипячение.

К настоящему времени в связи с применением новых методов исследований на наноуровне появилась возможность распознавать биогенную природу многих литологических объектов, считавшихся абиогенными. Выяснилось, что некромасса цианобактериального сообщества содержит ряд веществ липидной природы, которые не разлагаются в анаэробных условиях. Обрывки фотосинтетических мембран цианобактерий сохраняются долго и переходят в кероген (Заварзин, 2003). Применение метода электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) показало на примере изучения отложений разного возраста широкое участие бактерий в формировании доломитовых, сульфатных и кремневых образований, железо-марганцевых конкреций и др., существенно дополняя возможности электронного микроскопа (Вотяков и др., 2006; Леонова и др., 2011 и др.). Благодаря этим исследованиям для таких образований утвердился термин «бактериолит», заимствованный у микробиологов. Нами метод ЭПР применялся для выяснения роли микробиальной составляющей в формировании биологически индуцированных цементов в биоцементолитах (Лютоев и др. 2010).

СОВРЕМЕННЫЕ И ИСКОПАЕМЫЕ БАКТЕРИОЛИТЫ

Строматолиты. В породах, возраст которых около 3,5 млрд лет, обнаружены строматолиты, являющиеся продуктами жизнедеятельности цианобактерий (Заварзин, 2001). М. Шидловским (Schidlovski, 1988) опубликованы данные о наличии в органического углерода в породах возрастом 3.8 млрд лет из массива Исуа в Гренландии, позднее в них были найдены бактерии в виде нитчатых и округлых образований. Одним из первых Ч.Волкотт сообщил, что в докембрийских строматолитах Йеллоустона обнаружены бактерии, в виде цепочек клеток, подобных *Micrococci* (Walcott, 1915). Позднее, в докембрийских породах обнаружено множество цианобактерий: древнейшие из них найдены в местонахождениях Варравуна (Австралия) возрастом 3.5 млрд лет (Schopf, Parker, 1987) и Онфервахт (Южная Африка) – 3.4 млрд лет (Schopf, Barghoorn, 1967), которые ничем особенно не

отличались от современных. В биоморфных структурах архея Карелии встречены нитевидные и кокковидные формы бактерий, часто развиты структуры, подобные цианобактериальным матам (Астафьева, 2006). Сохранение бактерий в ископаемом состоянии определяется их высокой скоростью минерализации, поэтому всего несколько часов требуется для окаменения чехлов нитей цианобактерий (Розанов, 2003).

Джеспилиты. Мощные толщи коричнево-красных полосчатых джеспилитов образовались в период от 2,8 до 1,6 млрд лет. Ч. Лейс (Leith, 1903) один из первых предположил их возможное биологическое происхождение, а затем Е. Мур (Moore, 1918) и др. В ряде отечественных (Сергеев, 2006) и зарубежных работ (Knoll et al., 1978) отмечено, что первые сведения о находках докембрийских окремненных микрофоссилий были опубликованы Л. Кайё в 1911 г. Когда в 1943 г. альголог А.Г. Вологдин описал округлые тельца из железистых кварцитов Курской магнитной аномалии как железобактерии, этот факт не был поддержан геологами. В 60-е годы XX в. были описаны случаи сохранения микроорганизмов в кремнях джеспилитов, а в 90-е годы было обнаружено, что пурпурные бактерии способны окислять Fe в ходе анаэробного фотосинтеза, используемого ими для получения энергии из света и двуокиси углерода. Толщина слоя пурпурных бактерий, который был бы необходим для полного окисления проходящих через него частиц железа, должна составлять около 17 м.

Железо-марганцевые образования. Железобактерии известны давно, еще в 1836 г. Х. Г. Эренберг высказал предположение, что эти организмы принимают участие в образовании болотных и дерновых железных руд. В ходе своей жизнедеятельности микроорганизмы активно преобразуют соединения железа, марганца, серы, фосфора, образуя пириты, гетиты, фосфориты (Zijun et al., 2009 и др.). О существенном влиянии биогенного фактора в процессе формирования железо-марганцевых конкреций свидетельствуют многочисленные находки тонкодисперсных самородных металлов. Например, рудные пласты среди девонских яшм Южного Урала (Леонова и др., 2009) сложены минералами вернадит, литиофорит, пирит, гематит, в которых отчетливо выявляется присутствие биоморфных структур. Как показали исследования железо-марганцевых конкреций Тихого океана (Лысюк, 2011), в конкрециях рентгеноаморфные фазы оксидов марганца (тодорокит) являются минерализованным гликокаликсом. В межслоевом пространстве конкреций широко распространены циа-

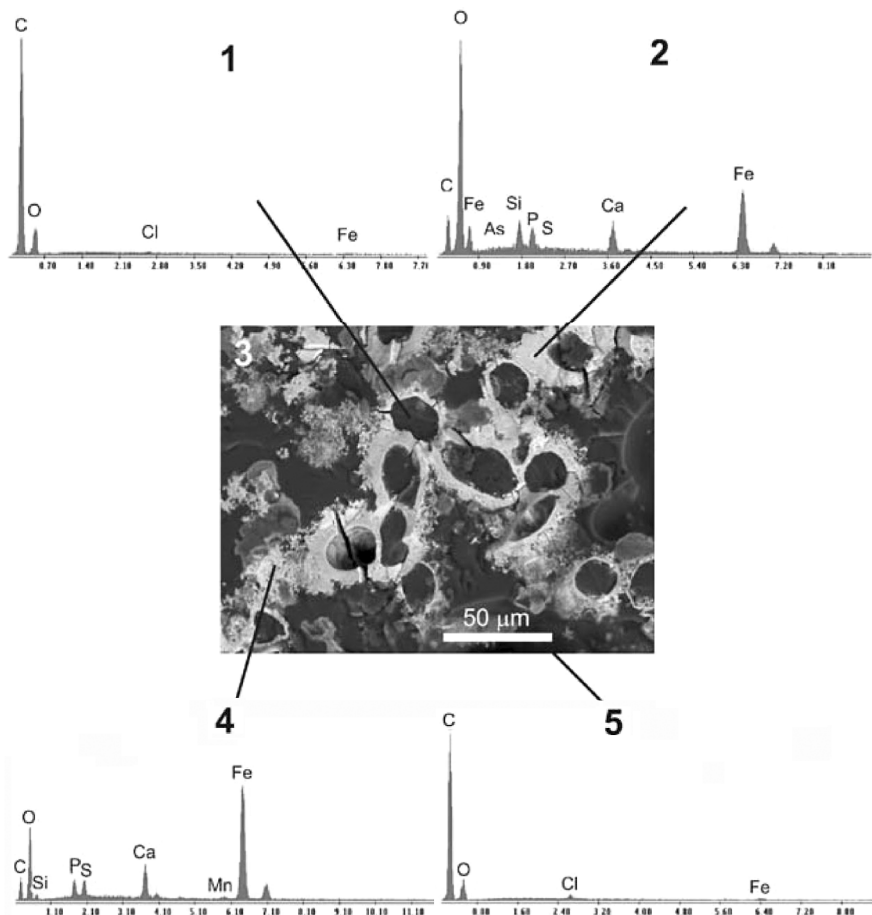


Рис. 1. Качественная характеристика органической массы с кувшинообразными бактериаформами из железо-марганцевых образований в пещере Золушка (по: Андрейчук и др., 2009)

1 – наполнитель; 2 – стенка; 3 – общий вид образца; 4 – пористые скопления «панцирного» вещества; 5 – вмещающая органическая масса

нобактериальные маты и биопленки, сложенные бактериоморфами веретенообразных, палочковидных, кокковидных и нитчатых форм, состав которых соответствует оксидам марганца. Железо-марганцевые колонии пещеры Золушка (Андрейчук и др., 2009), представлены черно- и красноцветными биохемотропными образованиями – покровы, пленки, сталактиты, сталагмиты, корки и т.д. Качественное изу-

чение разных типов бактериформ показало, что кроме органики в них присутствуют в значительных количествах (по мере убывания) Fe, Ca, P, As, Cl, Mn (рис. 1).

Фосфориты. Бактериоморфные образования были впервые выявлены в фосфатных копролитах в конце XIX века, а к середине 80-х гг. XX века в фосфоритах были установлены все основные группы микробиальных форм (Занин, 2005). Изучение древних фосфоритов и высокоуглеродистых пород показало, что эти породы обильно насыщены цианобактериями и пурпурными бактериями хорошей сохранности. При изучении фосфоритов нижнего кембрия Монголии (Розанов, Жегалло, 1989) было установлено, что они сложены фоссилизированными нитями цианобактерий (рис. 2А). Эти исследования открыли дорогу широкому использованию электронного микроскопа в изучении бактериолитов. На основании подобных исследований выявлены типоморфные особенности фактериальных фосфатов кальция (Глинская и др., 2007). Биоморфные ультрамикроскопические частицы в современных фосфоритовых конкрециях из диатомовых илов шельфа Намибии представлены преимущественно колломорфными выделениями, шаровидными и палочковидными бактериоформами, образующие агрегаты различной формы (Батурин, Титов, 2006). Исследования континентальных фосфоритов, проведенные в озерно-аллювиальных фациях верхнемеловых отложений Забайкалья (Жегалло, Школьник, 2006), показали, что основная масса фосфата представлена сложно построенными микробными массами в основном из кокковидных, реже нитчатых форм бактерий и отдельными фрагментами диатомей (рис. 2Д).

Коры выветривания, глины. Изучение палеопротерозойских и архейских кор выветривания Карелии выявило практически во всех корах выветривания комплекс фоссилизированных микроорганизмов: нитчатые, коккоидные, более крупные шаровидные формы, фоссилизированные биопленки и т. д. (рис. 2В-Г). Довольно часто породы состоят практически полностью из разрушенных кокков, гантелевидных форм и обрывков нитей (Анфимова, Матриничев, 2006; Астафьева, 2006). В настоящее время достаточно интенсивно обсуждается роль участия железобактерий и других микробов в формировании залежей бокситов (Школьник и др., 2004). До недавнего времени биогенный фактор применительно к бокситообразованию рассматривался только как, фактор, ускоряющий процесс выветривания вследствие появления обильных продуктов метаболизма всей массы

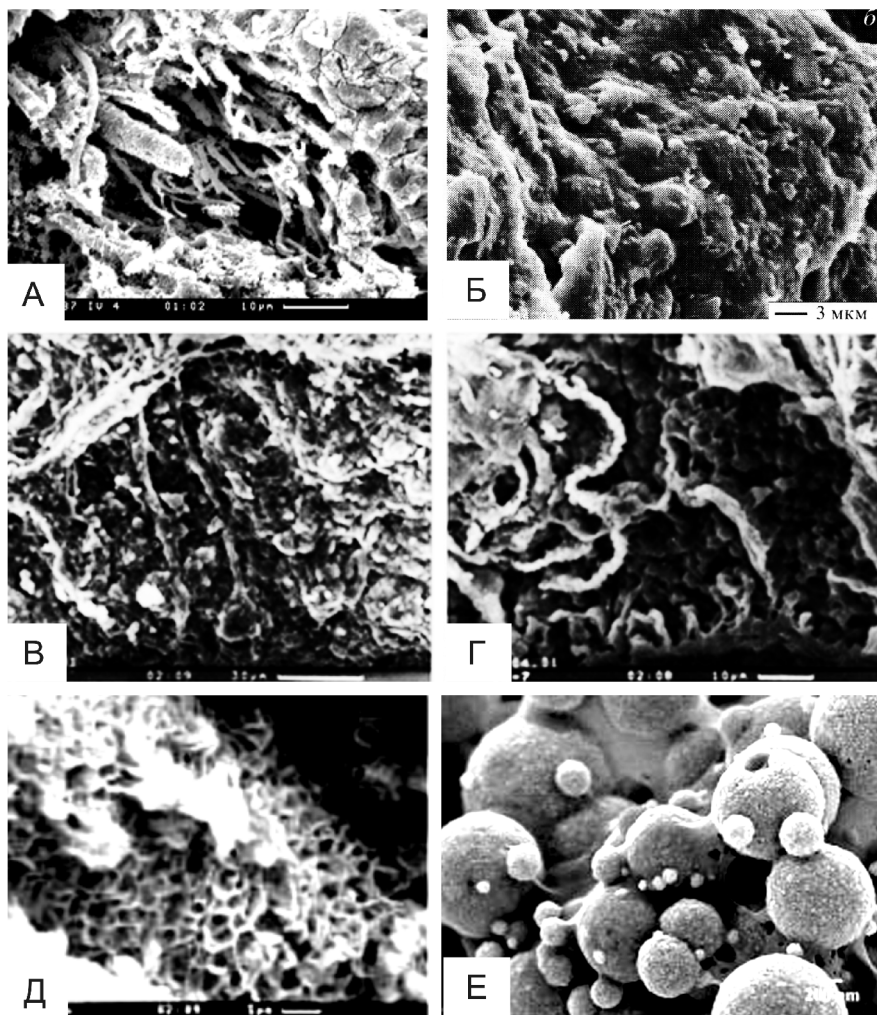
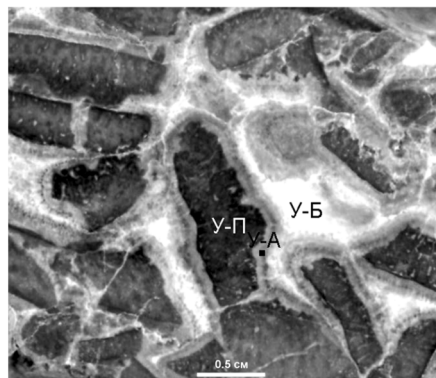
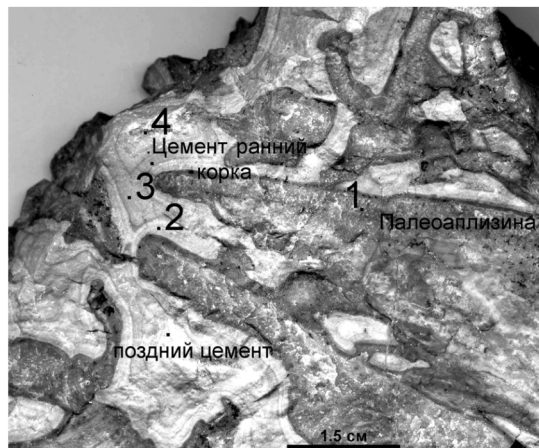


Рис. 2. Бактериоморфы разного состава. А – Фоссилизированные нити цианобактерий, слагающие нижнекембрийские фосфориты озера Хубсугул, Монголия (по: Розанов, Жегалло, 1989); Б – Нитчатые цианобактерии (?гликокаликс), окружающие коккоидные бактерии, каменноугольные белые глины, карьер Пески (по: Астафьева, 2006); В, Г – Микробиальные биоформы в бокситах (по: Школьник и др., 2004); Д – Нитчатые бактерии с гликокаликсом, среди бактериоморф из фосфоритов верхнемеловой цагаанской свиты у г. Благовещенска, обр. протравлен (по: Жегалло, Школьник, 2006); Е – Биосфалерит – шарики цинка в пленке сульфатредуцирующих бактерий (по: Chan et al., 2000)

живых организмов. Т.В. Аристовской и Л.В. Зыкиной (1986) были проведены микробиологические исследования природных образцов бокситов различного возраста и генезиса. Плохая сохранность фоссилизованные клетки микроорганизмов в древних бокситах вероятнее всего объясняется их постседиментационными преобразованиями. Существовало мнение, что конечный продукт выветривания – глинистые минералы, будь они биотического или абиотического происхождения, практически не различаются по структуре и химическому составу. Однако на примере каменноугольных белых глин Московского бассейна (Астафьева, Розанов, 2010), которые долгое время считались терригенными, при электронно-микроскопическом изучении было установлено, что они являются биогенными (рис. 2Б).

Карбонаты. Многие карбонатные микриты, особенно распространенные в биогермных и рифовых ассоциациях, являются результатом деятельности кальцимикробов и цианобактерий (Антошкина, 2003; Кузнецов, 2003; Flügel, 2004 и др.). В последнее время все большее значение придается доломитообразованию с участием водорослей и цианобактерий (Vasconcelos, McCenzie, 1997; Седаева, Антошкина, 2000 и др.) и в настоящее время становится все больше сторонников микробиальной теории доломитообразования (Кузнецов, 2003). Известны осаднения гипса при высоких значениях pH пурпурными бактериями, которые окисляют сероводород, выделяющийся при разложении ОБ (Заварзин, Колотилова, 2001). Возможно диагенетическое доломитообразование в осадках, обогащенных ОБ, осуществляется через сульфатредукцию и метанообразование. Так как большинство бактерий за исключением цианобактерий независимы от света, бактериально контролируемое осаднение карбоната не ограничено мелководными обстановками, но также и происходят в глубоводных сублиторальных местах, различных криптовых средах обитания и в глубоких частях бассейнов.

Формирование биоиндуцированных минералов следует из действий организмов на их внешнюю окружающую среду без необходимого определенного взаимодействия с органической матрицей. На примере ассельских биоцементолитов показано, как с помощью метода ЭПР распознается изменение микробиальной составляющей в структуре карбонатов биологически индуцированных цементах разных генераций (Лютеев и др., 2010). Для выяснения условий образования биоиндуцированных цементах были изучены образцы биогермных и биокластовых разностей микробиально-палеоаплизиновых



А

Б

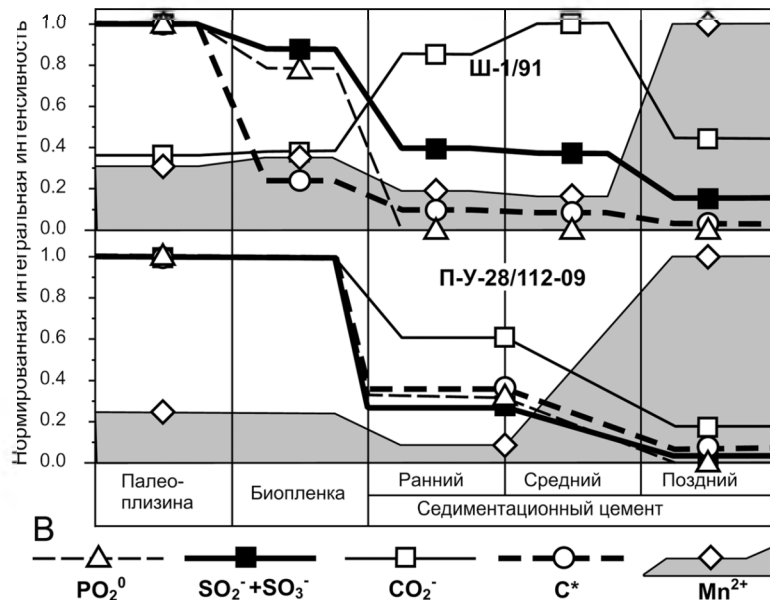


Рис. 3. Спектроскопическая характеристика биоиндуцированных цемента ассельских биоцементолитов: А – микробально-палеоаплизинный биогермный биоцементолит, массив Шахтау, Башкортостан, обр. Ш-1/91; Б – микробально-палеоаплизинный биокластовый биоцементолит, р. Утлан, Северный Урал, обр. П-У-28/112-09; В – Вариации концентраций парамагнитных центров в карбонате биоцементолитов

биоцементолитов (рис. 3). Выяснилось, что цемент ранних стадий является мономинеральным беспримесным продуктом жизнедеятельности аккретированных на биопленке палеоаплизины кальци-микробов, т.е. биологически индуцированным карбонатом. ОВ здесь является остатками микробов и не несет структурообразующей минерал роли. По данным рамановской спектроскопии, характеристика структурного порядка ОВ в цементах первой генерации различается по степени упорядочения органики в разных типах изученных биоцементолитов.

Рудные месторождения. В ходе своей жизнедеятельности микроорганизмы активно преобразуют соединения железа, серы, фосфора, образуя пириты, гетиты, фосфориты (Кузнецов, 1952; Яхонтова и др., 1980 и многие другие). Впервые гипотезу о роли сульфатредуцирующих бактерий в образовании сульфидных руд выдвинул в 1926 г. Е. Бастин. К тому времени сульфатредуцирующие бактерии уже были обнаружены в водах, связанных с нефтяными месторождениями (Розанова, Кузнецов, 1974). Исследования М. В. Иванова (1961), проведенные на месторождении в Шор-Су, подтвердили предположение, что процесс образования серы в этом месторождении продолжается и сейчас. Было показано, что в результате деятельности сульфатредуцирующих и тионовых бактерий в сутки на месторождении откладывается около 170 г серы, а количество бактерий достигает 100 000 клеток в 1 г. Таким путем могут образоваться как сингенетические, так и эпигенетические месторождения. В условиях обычных температур и давления сероводород без деятельности бактерий не образуется. Доказано участие анаэробных бактерий в формировании цинковых (Ковальчук, Крошко, 2011) и золотоносных руд (Блюман, 2009), выявлена последовательность осаждения разных соединений в присутствии бактерий (Герасименко и др., 2011). В шахте свинцово-цинкового месторождения Пикетт (Piquette) в юго-западном Висконсине (Labrenz et al., 2000) при исследовании оказалось, что стенки тоннелей были покрыты толстым слоем красно-оранжевой слизи и белыми сгустками из различных анаэробных бактерий. Оранжевая слизь — места деятельности бактерий, окисляющих железо, а белые — сульфатредукторов *Desulfobacteriaceae* – наночастицы сфалерита. В биопленке образуются не только наночастицы сфалерита, но и относительно крупные (около микрона) шарики (рис. 2Е), которые получаются за счет образования связей между наночастицами сернистого цинка и цистеинсодержащими пептидами, выделяемыми клетками бактерий.

Флюидные бактериолиты. Известно, что в горячих вулканических источниках могут происходить химические реакции, в результате которых из неорганических соединений, таких как угарный газ (CO) и цианистый водород (HCN), образуются разнообразные органические молекулы, в том числе аминокислоты и простейшие липиды (Huber, Wächtershäuser, 2006). Катализатором этих реакций (при температуре 80–120°) служат твердые частицы из гидротермальных водах, содержащие железо и никель. В 80-х годах прошлого столетия были обнаружены уникальные сообщества у выходов метановых и сероводородных газовыделений и флюидов, получившие название фауны холодных высачиваний, или сиповой, в отличие от фауны, обитающей возле высокотемпературных источников. Кроме того был открыт метанотрофный синтез органического вещества за счет использования углерода метана (Леин и др., 2002). Благодаря высокой концентрации сероводорода вокруг гидротерм, бурно развиваются бактерии, служащие пищей для более высокоорганизованных организмов. Масштабность процессов бактериального синтеза органического вещества в океане свидетельствует об огромной геохимической роли хемоавтотрофных и метанотрофных микроорганизмов (Леин и др., 2000). В местах сочленения гидротерм постройки обрастают нитевидными организмами – микробными матами. Установлено, что такие обрастания характерны для любых экотопов и на суше, и в океане (рис. 4), содержащих растворенный сероводород. При изучении высачивания железных вод на побережье выявлено, что биоминерализация представлена агрегатами оксидов железа, инкрустирующими поверхности бактериальных оболочек (Wu et al., 2009).

Активное участие микроорганизмов в процессах минералообразования выявлено при изучении Вилочинской гидротермально-магматической рудообразующей системы (Округин и др., 2002), где эти процессы протекают и за счет механизмов активной сорбции и накопления на поверхности клеточной стенки, на что указывает присутствие бактериальных клеток с плотной многослойной оболочкой-капсулой и клеток, имеющих чехол из наноминеральных частиц. Показано, что таким образом могут осаждаться и накапливаться кальций, кремний, железо, мышьяк.

Выявлено, что в глубоких горизонтах литосферы функционирует углекисло-водородный бактериальный фильтр, а в приповерхностной литосфере – углеводородокисляющий бактериальный фильтр (Бойко и др.,

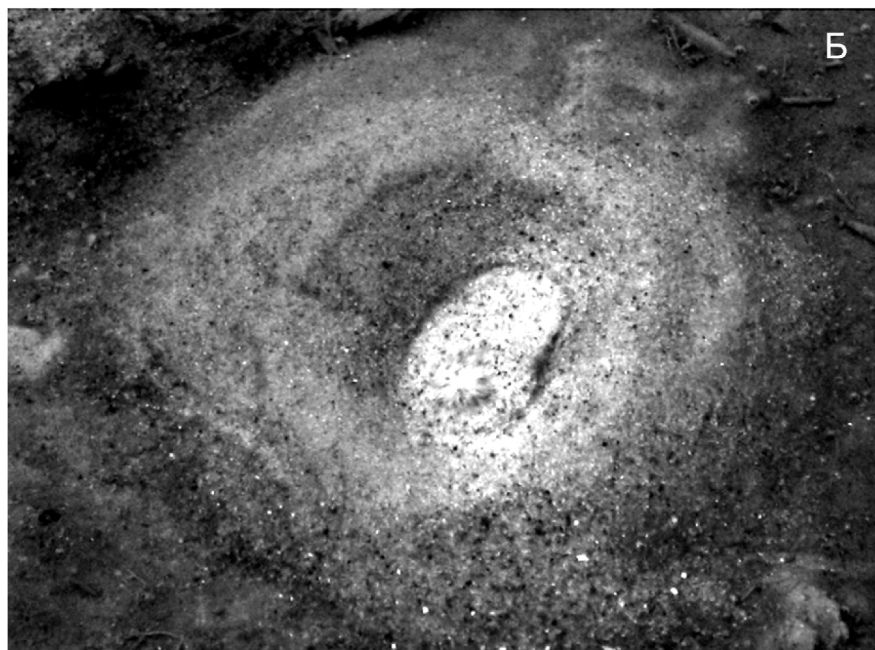
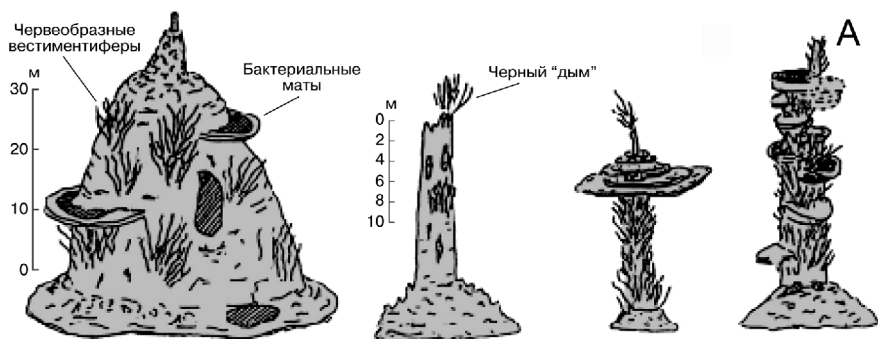


Рис. 4. Гидротермальные системы в океанах и на суше. А – Морфология высокотемпературных гидротермальных сульфидных построек (по: Сотников, 1998); Б – Зона современных высачиваний подземных вод в русле р. Солоница, Республика Татарстан. Бактериальные обрастания окружают гидротермальную постройку (по: Королев и др., 2009)

2000). В настоящее время наряду с офиолитами и породами зелёнокаменных поясов изучаются подводные вулканы. Было установлено, что измененное стекло в них показывает два типа структур: один интерпре-

тируется как результат абиотического диффузионного обменного процесса, а другой – как биогенный. Стекло с различной биоструктурой доминирует в верхних 300 м океанской коры, и было найдено почти во всех океанских бассейнах и во многих офиолитах и изверженных породах зеленокаменных поясов возраста 3.5 млрд лет (Staudigel et al., 2006).

БАКТЕРИАЛЬНАЯ ДЕСТРУКЦИЯ

Для решения вопроса о роли микроорганизмов в разрушении минералов класса силикатов одним из первых изучал Н.А. Красильников (1945), который установил, что поверхность базальтов и туфов в горах Армении покрыта продуктами выветривания до глубины около 5 мм. Количество сапрофитов, принимающих участие в процессе выветривания, исчислялось сотнями тысяч на 1 г и снижалось по мере углубления слоя. Перед минералогами, геохимиками и микробиологами он возникал (Вологдин, 1947; Александров, Зак, 1950; Гинсбург, 1952; Кузнецов, 1952 и др.) и постоянно возникает при изучении гипергенных процессов в почво- и корообразовании (Кузнецов и др., 1962; Каравайко и др., 1972; Яхонтова и др., 1983 и др.). За последние годы получен обширный экспериментальный материал по исследованию деструкции минералов, который частично обобщен в работе (Silverman, 1979). Во всех случаях при сравнении с абиогенным процессом отмечается высокая интенсивность биогенного выщелачивания силикатов и даже весьма трудно разлагаемого кварца. В процессе бактериального разрушения силикатов активно участвуют ферменты, органические и неорганические кислоты, а также формирующиеся при этом кислые или щелочные растворы. Ни один из компонентов силикатов и алюмосиликатов практически не усваивается силикатными бактериями (Александрова, Зак, 1950; Аристовская, 1980), а развитие живых гетеротрофных клеток на силикатном субстрате происходит так же успешно, как на органической основе. В опытах с пластинками полевых шпатов удалось увидеть продукты бактериального разрушения алюмосиликатов – совместно скоагулированные гидрогели кремния и алюминия. При бактериальном выщелачивании пластинки альбитизированного микроклина со сколотыми поверхностями под растровым микроскопом отчетливо различаются поверхности после абиогенного и биогенного опытов. В первом случае наблюдается почти исходная поверхность образца. После деятельности бактерий вся поверхность пластинки покрыта ажурным

агрегатом, состоящим из шаров, качественное исследование которых выявило в их составе кремний, алюминий, калий, натрий и кальций, т.е. все элементы полевых шпатов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сегодня образование многих осадочных пород связывают с деятельностью микробов. Для фосфоритов, карбонатов и высокоуглеродистых пород это совершенно очевидно. Но как можно видеть и в обычных глинистых породах, если они содержат, хотя бы минимальное количество углерода, легко обнаружить фоссилизированные остатки микробов, в том числе цианобактерий. Способность бактерий производить превращения огромного количества веществ объясняется невероятной быстротой их размножения, легкой приспособляемостью к разнообразным условиям внешней среды и тем, что для выработки энергии, расходуемой на построение своего тела, они должны перерабатывать огромные количества вещества, в сотни, тысячи раз превышающие их собственный вес (Заварзин, 2001). Бактериальные сообщества могут выступать в самых разных ролях. Первое, органическое вещество (ОВ) цианобактериальных матов и других микробов может служить источником ОВ. Второе, цианобактериальный мат может служить своеобразным фильтром, осаждавая на себе определенные компоненты. Третье, эта работа элементоспецифических микробов, накапливающих, например, Fe, Mn, S. Содержания более 10 % редкоземельных элементов, включая Nb, в Томторском месторождении в Сибири обязаны цианобактериальным матам (Розанов, 1999). Джеспилиты связаны с активностью пурпурных бактерий. Феобактерии и другие микробы участвуют в образовании кор выветривания. Четвертое, работа неэлементоспецифических организмов. Пятое, с их участием могут образовываться соединения урана, меди, а также псевдоморфозы золота. Так как диагенетические процессы в литификации осадка с участием бактерий имеют большее значение, то для бактериального породообразования правильнее использовать термин литогенез. Интересным в связи с этим является факт находки реальных бактерий, аналогичных сфероидальным живущим бактериям *Entophysalidacea*, в среднепротерозойских манганитовых и родохрозитовых рудах, в которых органическое вещество претерпело стадии катагенеза и метagenеза (Delian et al., 1999). Огромное количество накопленной информации вызывает объективную необходимость

ее обобщения и систематизации для построения общей теории осадочного процесса, в котором необходимо выделить специальное направление – бактериальный литогенез. В связи с этим перед литологией стоит задача разработки принципиально новых моделей седиментации и литогенеза с учетом бактериального фактора.

Литература

Александров В.Г., Зак Г.А. Бактерии, разрушающие алюмосиликаты // Микробиология. 1950. Т. 19, вып. 2. С. 10-17.

Алфимова Н.А., Матреничев В.А. Особенности строения профилей химического выветривания раннего докембрия Карелии // Мат-лы 17 молодежн. конфер. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2006. С. 127-129.

Андрейчук В., Климчук А., Бостон П. и др. Уникальные железо-марганцевые колонии микроорганизмов в пещере Золушка (Украина-Молдова) // Спелеология и карстология. 2009. № 3. С. 5-25.

Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН. 2003. 303 с.

Астафьева М.М. Архей Карелии и бактериальная палеонтология // Эволюция биосферы и биоразнообразие. М.: Т-во научных изданий КМК, 2006. С. 120-128.

Астафьева М.М., Розанов А.Ю. Древнейшие коры выветривания (на примере Карелии) и микрофоссилии // Палеопочвы и индикаторы континентального выветривания в истории биосферы. Серия «Гео-биологические системы». М.: ПИН РАН. 2010. С. 10-22.

Аристовская Т.В., Зыкина Л.В. Биогенный механизм формирования бокситов // Роль биохимических исследований в расширении минерально-сырьевой базы. Л.: Наука, 1986. С. 95-103.

Батурин Г.Н., Титов А.Т. Биоморфные образования в современных фосфоритах // Океанология. 2006. Т.46, № 5. С. 711-715.

Блюман А.А. Биогенное и гидробиогенное золото линейной коры выветривания // Региональная геология и металлогения. 2009. № 37. С. 94-106.

Бойко О.В., Оборин А.А., Рубинштейн Л.М. и др. Микробиологическая активность глубоких горизонтов земной коры (по данным исследований Уральской сверхглубокой скважины) // Разведка и охрана недр. 2000. № 7-8. С. 31-35.

Вернадский В.И. О пределах биосферы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1937. 31. 16 с.

Вологдин А.Г. Геологическая деятельность микроорганизмов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. №3. С. 19-38.

Вотьяков С.Л., Галеев А.А., Леонова Л.В. и др. ЭПР как метод исследования органической компоненты биогенных карбонатных пород (на примере

строматолитсодержащих пород рифея Южного Урала) // Ежегодник-2005. Екатеринбург. 2006. С. 39-47.

Герасименко Л.М., Орлеанский В.К., Ушатинская Г.Т. О последовательности осаждения фосфатов, карбонатов и кремнезема в присутствии бактерий в природных условиях и в эксперименте // Минералогические перспективы: Мат-лы Межд. минер. сем. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 37-38.

Гинсбург И.Н. Роль микроорганизмов в выветривании пород и образовании минералов. Кора выветривания. Вып. 1. 1952. С.6-35.

Глинская Л.Г., Занин Ю.Н., Рудина Н.А. Бактериальный генезис фосфатов кальция в организме человека и в природе // Литология и пол. ископ. 2007. № 1. С. 63-75.

Жегалло Е.А., Школьник Э.Л. Изучение в сканирующем электронном микроскопе континентальных фосфоритов из Амурской области // Эволюция биосферы и биоразнообразие. К 70-летию А.Ю. Розанова. М.: Т-во научных изданий КМК, 2006. С. 129-133.

Заварзин Г.А. Становление биосферы // Вестник РАН. 2001. Т. 71. № 11. С. 988-1001.

Заварзин Г.А., Колотилова Н.Н. Введение в природоведческую микробиологию. М.: МГУ, 2001. 129 с.

Занин Ю.Н. Микробиальные формы в фосфоритах – первые сто лет изучения // Литосфера. 2005, № 2. С. 159-165.

Иванов В.И. Влияние некоторых факторов на окисление железа культурами *Thiobacillus ferrooxidans* // Микробиология. 1961. №5. С. 795-799.

Каравайко Г.И., Кузнецов С.И., Голомзик А.И. Роль микроорганизмов в выщелачивании металлов из руд. М.: Наука, 1972. 248 с.

Ковальчук М.С., Крошко Ю.В. биоминерализация золота в осадочных образованиях Украины // Минералог. перспективы: Мат-лы Межд. минер. сем. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 61-62.

Королев Э.А., Леонова Л.В., Галеев А.А. и др. Следы синседиментационных подводных высачиваний глубинных флюидов в отложениях верхнеказанского подъяруса (правобережье Волги) // Мат-лы Второй Всеросс. конф. "Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ. Казань: КГУ. 2009. С. 247-250.

Красильников Н.А. Влияние разлагающихся корней на состав микрофлоры в почве / Н.А. Красильников, Н.И. Никитина // Почвоведение, 1945. № 2. С. 131–135.

Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: GEOS, 2003. 262 с.

Кузнецов С.И. Геологическая деятельность микроорганизмов // Вестн. АН СССР. 1952. №2. С. 78-92.

Леин А.Ю., Москалев Л.И., Богданов Ю.А. и др. Гидротермальные системы океана и жизнь // Природа. 2000. № 5. С. 47-55.

Леин А.Ю., Иванов И.В., Пименов Н.Б. Генезис метана холодных метановых сипов Днепровского каньона в Черном море // ДАН, 2002. Т. 387, № 2. С. 242-244.

Леонова Л.В., Главатских С.П., Галеев А., Королев Э.А. Участие микробных организмов в образовании доломитовых обособлений из верхнепермских отложений Среднего Поволжья // Минерал. перспективы: Мат-лы Межд. минер. сем. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 86-88.

Леонова Л.В., Королев Э.А., Галахова О.А. и др. К проблеме формирования марганцевых рудных пропластков в девонских яшмовых толщах Южного Урала // Мат-лы Второй Всеросс. конф. "Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ". Казань: КГУ, 2009. С. 252-254.

Лысюк Г.Н. Процессы биогенного марганцеобразования на дне океана // Минералогия и жизнь: происхождение биосферы и коэволюция минерального и биогенного миров, биоминералогия: Мат-лы IV Междун. минер. семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2007. С. 113-114.

Лютюев В.П., Антошкина А.И., Пономаренко Е.С. Парамагнитные маркеры стадийности отложения карбонатов палеоаплизиновых биоцементолитов. Мат-лы Всерос. литолог. совещ. Сыктывкар: Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 205-207.

Округин В.М., Белькова Н.Л., Тазаки К. Биогенное минералообразование на современных гидротермальных системах Камчатки (Мутновско-Асачинский вулканогенно-рудный центр) // Сохранение биоразнообразия Камчатки и прилегающих морей. Мат-лы III научн. конф. Петропавловск-Камчатский% КамчатНИРО, 2002. С. 82-85.

Розанов А.Ю. Ископаемые бактерии и новый взгляд на процессы осадкообразования // Соросовский образоват. журн. 1999. № 10. С. 63-67.

Розанов А.Ю. Ископаемые бактерии, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы // Палеонтологический журн. 2003. № 6. С. 41-49.

Розанова Е.П., Кузнецов С.И. Микрофлора нефтяных месторождений. М.: Наука, 1974.

Седаева К.М., Антошкина А.И. Прокариоты и их роль в осадочном процессе // Мат-лы 1-го Всерос. литолог. совещ. 19-21 декабря 2000 г. М.: ГИН, 2000. С. 212-217.

Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии докембрия: природа. Классификация и биостратиграфическое значение. М.: ГЕОС, 2006. 279 с.

Сотников В.И. Рудообразование в океанах // Соросовский образоват. журн. 1998. № 7. С. 77-82.

Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Батулин Г.Н. и др. Фосфориты Чиатурского марганцевого месторождения и особенности их формирования // Литология и полезные ископаемые. 2010. 33. С. 309-319.

Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Богатырев Б.А. и др. Биоморфные структуры в бокситах (по результатам электронно-микроскопического изучения). М.: Элан, 2004. С. 3-13.

Яхонтова Л.К., Нестерович Л.Г., Любарская Г.А. и др. Разрушение силикатов с помощью бактерий // Минерал. журн. 1983. Т. 5, № 2. С. 28-38.

Chan C., Druschel G., Welch S. et al. Biogeochemical Cycling and Biomineralization in the Piquette Mine, Tennyson, WI // Department of Geology and Geophysics University of Wisconsin-Madison. The Outcrop, 2000. P. 27-28.

Delian F., Jie Ye, Jiaju Li. Geology, mineralogy, geochemistry of the Middle Proterozoic Wafangzi ferromanganese deposits, Liaoning Province, China // Ore Geology Reviews 15. 1999. P. 31–53.

Flügel E. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2004. 976 p.

Huber C., Wächtershäuser G. α -Hydroxy and α -Amino Acids Under Possible Hadean, Volcanic Origin-of-Life Conditions // Science. 2006. V. 314. P. 630–632.

Knoll A.H., Barghoorn E.S., Awramik S.M. New microorganisms from Aphebian Gunflint Iron Formation, Ontario // J. Paleontology, 1978. V.52. N 5. P. 976-992.

Labrenz M., Druschel G.K., T. Thomsen-Ebert et al. Biomineralization of nanocrystalline sphalerite (ZnS) from dilute solutions by natural communities of sulfate-reducing bacteria // Science, 2000. V. 290. P. 1744-1747.

Leith C.K. The Mesabi iron-bearing district of Minnesota // Memoir U.S. Geological Survey 1903. V. 43. 316 p.

Martin W., Baross J., Kelley D., Russel M.J. Hydrothermal vents and the origin of life // Nat. Rev. Microbiol. 2008. Nov. 6 (11). P. 805-14.

Moore, E.S. Iron-formation in Belcher Islands, Hudson Bay // Journal Geology, 1918. V. 24. P. 412-438.

Moreau J.W., Weber P.K., Martin M.C. et al. Extracellular Proteins Limit the Dispersal of Biogenic Nanoparticles // Science. 2007. V. 316. P. 1600–1603.

Schidlowski M. 3.8-Million year isotopic record of life from Carbon in sedimentary rocks // Nature. V. 333. P. 313-318.

Schopf J.W., Barghoorn E.S. Alga-like fossils from the early Precambrian of South Africa // Science, 1967. V. 158. P. 508-521.

Schopf J.W., Parker B.M. Early Archean (3.3 billion to 3.5 billion-year-old) microfossils from Warrawoona Group, Australia // Science. 1987. V. 237. P. 70-73.

Silverman M.P. Biological and organic chemical decomposition of silicates / Trudinger P.A., Swain D.J. (Eds.) // The Biogeochemical Cycling of Mineral-Forming Elements. Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 445–465.

Staudigel H., Furnes H., Banerjee N.R. et al. Microbes and volcanoes: A tale from the oceans, ophiolites, and greenstone belts // GSA Today, 2006. V. 16/10. P. 4-10.

Walcott Ch. D. Discovery of Algonkian Bacteria // Proceedings of the National Academy of Sciences, 1915. V. 1. № 4. P. 256–257.

Wu Z., Yuan L., Jia N. et al. Microbial biomineralization of iron seepage water: Implication for the iron ores formation in intertidal zone of Zhoushan Archipelago, East China Sea // Geochemical Journal, 2009. Vol. 43. P. 167-177.

О ГЛАВНОМ НАПРАВЛЕНИИ РАЗВИТИЯ ЛИТОЛОГИИ И РАБОТЕ МЕЖДУВЕДОМСТВЕННОГО ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО КОМИТЕТА

В.Н. Холодов

В настоящее время геология представляет собой целый комплекс наук о Земле, охватывающий многие уровни и типы организации вещества; в нее входят геохимия, минералогия, литология и петрография, палеонтология, учение о полезных ископаемых и рудах, учение о фациях и формациях, учение о стратисфере, литосфере, биосфере и гидросфере. Все эти науки связывает между собой представление о пространственно-временных взаимоотношениях различных геологических тел, которые являются главным стержнем, становым хребтом этого комплекса наук.

Между тем, реконструкция пространственно-временных соотношений разных геологических образований существенно ограничивается неполнотой геологической летописи и развитием более поздних процессов, изменяющих облик пород. Как это видно в табл. 1, неполнота сокращает возможности геологических построений на поверхности нашей планеты и существенно возрастает от квартала к архею. В этом же направлении растет влияние вторичных преобразований (диагенез, катагенез и метаморфизм отложений), порой изменяющих первично образованные осадки до неузнаваемости.

Существенно ограничивают возможности геологии колоссальный объем геологического времени (миллиарды лет), а также технические трудности проникновения в глубь планеты; самые глубокие скважины достигают уровня в 12–15 км. Если вспомнить, что радиус нашей планеты составляет 6400 км, становится понятным, что основная часть земного шара исследована лишь с помощью геофизических методов и все еще не охвачена непосредственными геологическими наблюдениями.

Наконец, следует подчеркнуть, что подавляющее большинство геологических процессов представляет собой сложное многофакторное явление, в котором определить относительное значение каждого фактора бывает чрезвычайно сложно. Именно относительная роль различных факторов, рождающих то или иное геологическое явление, обычно является предметом споров геологов-теоретиков.

Не вызывает сомнения, что именно многофакторность геологических систем препятствует глобальной математизации этой науки и

делает весьма условными всеобщие классификации пород и руд, авторы которых пытаются учесть сразу все их особенности.

Все перечисленные выше черты делают геологию наукой эмпирической, индуктивной, построенной на фактическом основании. Здесь следует напомнить, что в науке известны два пути познания – индуктивный (фактологический) и дедуктивный (априорный, основанный на логических построениях и теоретических положениях). В некоторых областях науки оба способа познания равноценны или почти равноценны; так, например, в математике можно по изначальным данным доказать теорему, а затем, используя ту же теорему, вернуться к исходным данным.

Во многих естественных науках, в том числе и в геологии, такие построения исключены; в них теоретические положения основаны на предположениях и аналогиях, и потому не могут быть отнесены к категориям законов. В связи с этим здесь всегда более предпочтительным способом познания является индукция, а главным судьей исследования является «его величество Факт».

В этой связи особенно интересны представления крупнейшего естествоиспытателя XX века В.И. Вернадского. В книге «Размышление натуралиста» (1977) он подчеркивал, что в науке существует истинная ее часть, состоящая из научных фактов, их классификаций и научных эмпирических обобщений (Вернадский называет ее «научным аппаратом») и многочисленные построения, составляющие экстраполяции, гипотезы и конъюнктуры, достоверность которых невелика и меняется в зависимости от философских, религиозных и художественных взглядов авторов. Иногда такие идеи выступают вперед, теснят и подрывают научную основу, т.е. факты и эмпирические обобщения.

Однако, с течением времени в науке обновляется ее главный остов, который должен считаться обязательным и непреложным для всех и не вызывать никаких сомнений.

«Таким образом, – завершает В.И. Вернадский, – мы видим, что есть часть науки общеобязательная и научно истинная. Этим она резко отличается от всякого другого знания и духовного проявления человечества – не зависит ни от эпохи, ни от общественного и государственного строя, ни от народности и языка, ни от "" индивидуальных различий. Это:

- 1) математические науки в их полном объеме,
- 2) логические науки почти всецело,
- 3) научные факты в их системе, классификации и сделанные из

них эмпирические обобщения – научный аппарат взятый в целом» (1977, с. 85, 86, подчеркнуто В.И.). Такой научный аппарат особенно важен в геологии.

Главным объектом исследования в литологии или науке об осадочных породах и рудах с давних пор являются осадочные полезные ископаемые. В сознании литологов понятие полезные ископаемые почему-то связано с термином «рудные месторождения». Однако, это совсем не так. Категория осадочных полезных ископаемых обнимает очень широкий спектр осадочных образований, включая руды, осадочные породы, минералы, химические элементы в самых различных фазовых состояниях.

По преобладающему вещественному составу среди осадочных полезных ископаемых принято различать: металлические (бокситы, железные и марганцевые руды, сульфидные скопления меди, свинца и цинка, радиоактивные руды, руды редких и рассеянных элементов); неметаллические (фосфаты, карбонатные породы, глины, самородная сера, бораты, эвапориты и соли), а также энергетические полезные ископаемые или каустобиолиты (нефть, газ, уголь, черные сланцы, торф).

По фазовому состоянию осадочные полезные ископаемые можно разделить на газообразные (углеводородные газы, сероводород, азот, углекислый газ, водород, гелий, радон и др.), жидкие (нефть, металлоносные рассолы, подземные и наземные воды) и твердые. Среди твердых полезных ископаемых осадочного генезиса выделяются руды и породы, минералы и химические элементы.

К полезным ископаемым – рудам принадлежат бокситы, железные и марганцевые руды. Полезные ископаемые породы относятся к неметаллическим и горючим полезным ископаемым и включают каменный уголь и черные сланцы фосфориты, серу, барит, флюорит, цеолиты, эвапориты (поваренную и калийную соль, бораты). Сюда же принадлежат разнообразные строительные материалы – известняки, мергели, гипс, гравийники, галечники, пески, глина, трепела и диатомиты и керамическое сырье – каолин, глины, полевые шпаты.

Полезные ископаемые минералы в большинстве случаев формируют разнообразные россыпи. К ним принадлежат скопление ванадиевых титаномагнетитов, хромитов, молибденитов, вольфрамитов, касситеритов, ильменитов, рутилов, бадделеитов, цирконов, пирохлоров, ксенотимов, колумбитов, танталитов, торитов, ураноторитов, самарскитов, а также самородных металлов – меди, серебра, золота,

платины и платиноидов, алмазов и др.

Особое место в этой группе занимают сульфиды, которые обычно образуют стратиформные залежи. Они слагаются сульфидами меди, свинца, цинка, реже – никеля и кобальта.

Полезные ископаемые элементы в спектре осадочных и вулканогенно-осадочных полезных ископаемых играют очень важную роль. Среди них прежде всего следует отметить эпигенетические (или «гидрогенные») месторождения урана и его спутников (V, Mo, Re, Se, TR и др.). Кроме того, в осадочных толщах известны скопления Ga, Ge, Li, Rb, Cs, W, Mo, Tl, Zn, Se, Te, Sc, Hf, TR, Y и многих других редких и рассеянных элементов.

В мировом промышленном балансе осадочные полезные ископаемые занимают важное место. По существу все энергетические скопления – газ, нефть, уголь, черные сланцы и газогидраты связаны с осадочной оболочкой планеты. Так называемые «гидрогенные»¹ или эпигенетические месторождения урана (атомное сырьё) и ассоциирующие с ним редкие элементы локализуются в осадочных толщах и генетически связаны с осадочным процессом; между тем именно эта группа урановых месторождений вывела бывший СССР по запасам урана на первое место в мире (Лаверов и др., 1992).

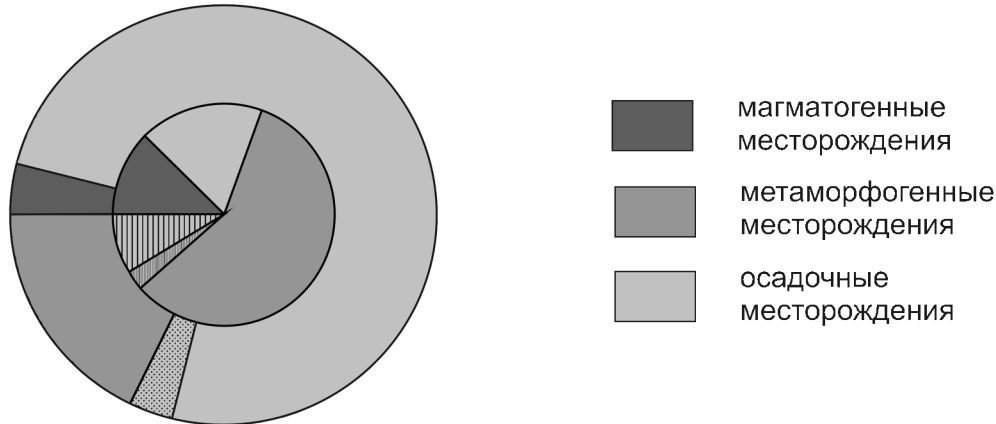
Бокситы, эвапориты и калийные соли, самородная сера, металлоносные растворы целиком связаны с осадочным процессом, обусловлены многофазными осадочными проявлениями. Значение некоторых осадочных месторождений в мировом балансе полезных ископаемых показано на рис. 1, 2, 3. На них сравниваются запасы осадочных месторождений железа, марганца и фосфора (желтые поля на рисунках) с запасам и гидротермальных (синие поля) и магматических месторождений мира (красные поля).

Очевидно, что роль осадочных концентраций исследованных элементов является ведущей.

На рис. 4 сделана попытка оценить относительную роль запасов осадочных месторождений ряда редких элементов в мировом промышленном балансе. Очевидно, что для Zr-Hf, B, Ge, Ga, Sr и Ti осадочные (преимущественно россыпные) концентрации преобладают над гидротермальными, для Be, Co, TR, Nb, Ta, Си и Se запасы осадочных руд, сопоставимы с запасами магматогенных месторождений, а для V, Ti, Li, Rb, Be и Cs магматические месторождения являются основными источниками металлов.

Железо

Общие запасы Мира – $300 \cdot 10^9$ т с содержанием железа 43,4%

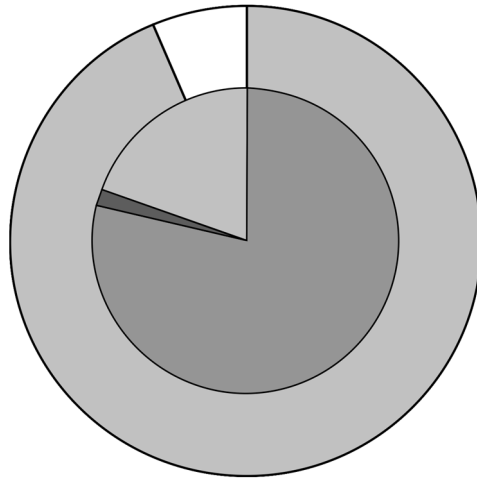


Распределение Мировых запасов железа и железных руд по генетическим типам
(в %, по A.Zitzman et al., 1977)

Генетические типы	Подсчитанные запасы		Прогнозируемые запасы	
	Руды	Fe	с Западно-Сибирским бассейном	без Западно-Сибирского бассейна
Магматические	11,7	15,3	3,8	12,5
Осадочные	17,2	14,0	75,2	18,7
Осадочные остаточные в корях тыветривания	38,1	45,7	3,1	10,2
Метаморфогенные	33,0	25	17,9	58,6

Рис. 1. Мировые запасы железорудных месторождений

Марганец



- гидротермальные месторождения
- вулканогенно-осадочные месторождения
- осадочные месторождения

Мировые запасы марганца
(И.М.Варенцов, Wedepol и др.)

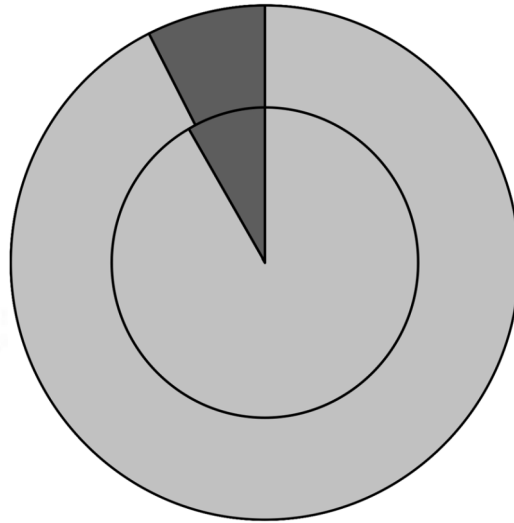
Типы месторождений	На континентальном блоке		На континентах и в океанах	
	$\times 10^6$ т	%	$\times 10^{11}$ т	%
Осадочные, остаточные марганцевые шляпы	1289,4	19,8	Осадочные железомарганцевые конкреции 1	93,5
Вулканогенно-осадочные	5113,4	78,6		
Гидротермальные	120,2	1,8		
Всего	6523	100		

Рис. 2. Мировые запасы марганцерудных месторождений

Фосфор

Мировые запасы фосфора (А.И.Ангелов и др., 1996)

Типы месторождений	На континентальном блоке		На континентах и в океанах	
	$P_2O_5 \times 10^6$ т	%	$P_2O_5 \times 10^6$ т	%
Осадочные, реже вулканогенно-осадочные фосфориты	57817,4	91,66	65328,4	92,55
Магматогенные апатиты	5259	8,34	5259	7,45
	63076,4	100	70587,4	100



магматогенные
месторождения



осадочные
месторождения

Рис. 3. Мировые запасы фосфоритов

Ориентировочные запасы редких и радиоактивных элементов в различных генетических группах месторождений

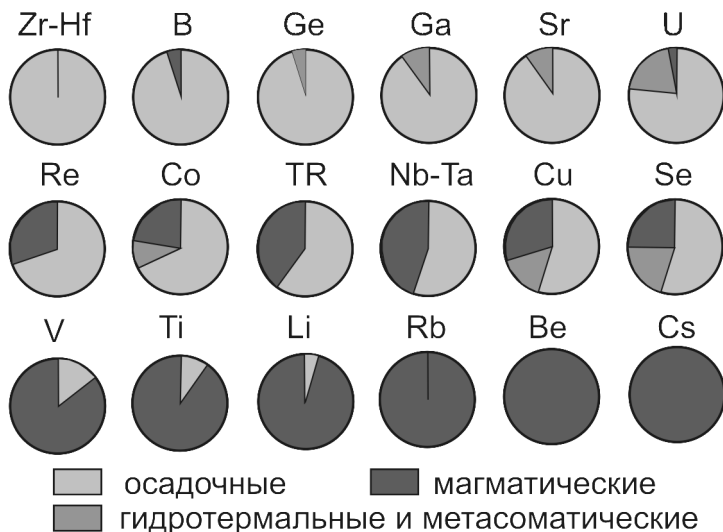


Рис. 4. Мировые запасы руд редких элементов

Огромное промышленное значение осадочных полезных ископаемых в жизни человечества не является сенсацией; оно неоднократно отмечалось в предшествующих работах В. Линдгрена, А.Е. Ферсмана, В.А. Обручева, В.И. Вернадского, Н.М. Страхова, Л.В. Пустовалова, Л.Б. Рухина и многих других ученых. Примером может служить рис. 5, на котором по данным Л.В. Пустовалова (1964) значение запасов осадочных полезных ископаемых было подчеркнуто еще в середине XX века.

Сложность понятия «осадочное полезное ископаемое» чрезвычайно усложняет методологию литологических исследований.

При изучении столь сложных образований на первый план выходят системный анализ и сравнительно литологический метод; оба этих методологических подхода были рассмотрены мной в монографии «Геохимия осадочного процесса» (Холодов, 2006).

Системный анализ особенно важен именно в литологических построениях; он требует комплексного, многостороннего подхода к объекту, который следует рассматривать с разных позиций. В биогенно-

минеральных образованиях верхний осадочно-вулканогенной оболочки Земли следует различать разные уровни организации вещества – атомарный (химический элемент), молекулярный (минерал), породный (осадочная порода, фация), фациально-формационный (фация, формация) и глобальный (бассейн, стратисфера в целом). Каждое древнее осадочное образование и, в первую очередь, осадочное полезное ископаемое следует изучать с геохимической, минералогической и петрографической точек зрения, учитывая его фациальную и формационную геологическую и тектоническую позицию. Совпадение полученных результатов многократно укрепляет генетические выводы и делает их более достоверными.

Сравнительно-литологический метод основан на аналогиях между древними и современными осадочными образованиями; он нацелен на исследование древних осадочных пород и полезных ископаемых с обязательным привлечением данных по аналогичным современным осадкам и рудным скоплениям. Отсюда возникает необходимость исследования осадконакопления в современных озерах, морях и океанах, но не в общем виде (как это делают океанологи), а с точки зрения древнего осадочного процесса, с учетом проблем, возникающих в литологическом исследовании различных частей древней стратисферы. Именно так подошел к современному осадко- и рудообразованию Н.М. Страхов (1954, 1960, 1963, 1976), который в серии черноморских работ и в монографиях, посвященных современному осадконакоплению в озёрах и морях СССР пытался рассмотреть не просто возникновение осадков в водоеме, но проследить весь ход мобилизации вещества на водосборах и его миграцию в речных водах вплоть до накопления на дне бассейна.

В сущности Н.М. Страхов и его сотрудники (Д.Г. Сапожников, М.А. Ратеев, Н.Г. Бродская, И.М. Варенцов, Л.Е. Штеренберг и др.) исследовали ту часть современного осадочного процесса, которая совершенно отсутствует в реконструкциях древнего литогенеза и может быть восстановлена только на примере современных водосборов и связанных с ними современных водоемов.

При сравнительно-литологическом исследовании осадочных полезных ископаемых, наряду с изучением современных осадков, большое внимание следует уделять изучению их древних гомологов. В этом случае используются метод парагенетического анализа и метод реконструкции пространственно-временных взаимоотношений.

Относительное значение важнейших осадочных (экзогенных) руд в мировых запасах [Пустовалов, 1964]

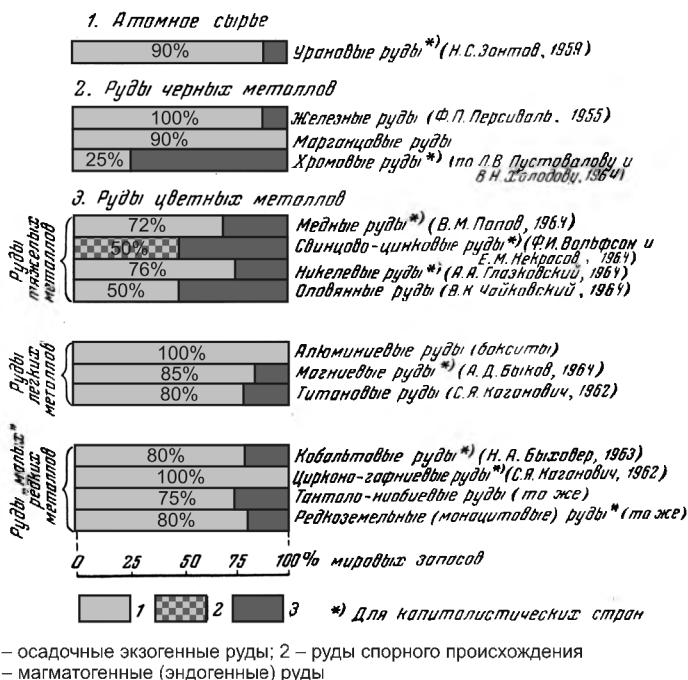


Рис. 5. Относительное значение важнейших осадочных (экзогенных) руд в мировых запасах (Пустовалов, 1964)

1 – осадочные (экзогенные) руды; 2 – руды спорного происхождения;
3 – магматогенные (эндогенные) руды

Очевидно, что сложность понятия осадочное полезное ископаемое отражается в сложности методологических и методических приемов в литологических исследованиях.

Следует подчеркнуть, что все важнейшие теоретические достижения российской литологии, достигнутые в XX веке, были получены в результате исследования закономерностей размещения и условий формирования осадочных и вулканогенно-осадочных полезных ископаемых.

Так, например, учение о фациях и фациальный анализ как метод исследования генезиса осадочных толщ возник на базе теоретических построений А.Д. Архангельского (1912) и изучения угленосных отложений, начатого Ю.А. Жемчужниковым (1926, 1935) и продол-

женного его учениками – В.С. Яблоковым, П.П. Тимофеевым, Л.И. Боголюбовой, Л.И. Ботвинкиной, А.П. Феофиловой, В.И. Копорулиным и др.

Формационный анализ и учение о формациях развивались Н.С. Шатским (1954, 1955) и Н.П. Херасковым (1952) на основе исследования развития геоструктур первого порядка (платформы, геосинклинали) и для выяснения *генезиса фосфоритов, глауконитов и марганцевых руд*. Дальнейшее развитие эти исследования нашли в работах Л.И. Формозовой, Е.А. Соколовой, И.В. Хворовой и др.

Крупнейшее достижение литологической науки – учение о типах литогенеза Н.М. Страхова (1960, 1962, 1963) родилось при изучении условий образования *осадочных железных руд и их аналогов (бокситов и марганцевых месторождений)*; ему предшествовала монография «Железорудные фации и их аналоги в истории Земли» (М., Тр. ИГН АН СССР, 1947, вып. 3, геол.сер. №22, с.267). Нетрудно прийти к выводу, что и дальнейшее развитие литологических исследований в России должно быть тесно связано с практической геологией, направлено на изучение обстановок формирования осадочных месторождений.

Т.о., главная линия развития российской литологической науки в ближайшие десятилетия должна определяться как исследование закономерностей размещения и условий образования (генезиса) месторождений осадочных полезных ископаемых.

Поставленная проблема не нова; по существу вплоть до 90-х годов прошлого столетия Межведомственный литологический комитет осуществлял координацию, планирование, обсуждение и публикацию литологических работ именно в этом направлении; в нем функционировали секции бокситов, железных и марганцевых руд, секция руд редких и цветных металлов, секция фосфоритов и фосфатного сырья, секция карбонатных и вулканогенно-осадочных образований, секция геоминералогии, секция угольной геологии и т.д. Секции включали в себя не только университетских и академических ученых, но и представителей отраслевых и производственных институтов, охватывая не только крупные города, но и периферию страны. Контакт академических сотрудников с деятелями отраслевых и производственных организаций открывал доступ к фактологической основе исследований – результатам геологической съемки, разведочного и опорного бурения, карьерам и выработкам многих горнодобывающих предприятий.

Характерно при этом, что такая практическая направленность в работе секций совсем не противопоставлялась теоретическим обсуждениям многих литологических проблем; наряду с работой секционных семинаров проводились крупные всесоюзные литологические совещания, посвященные аспектам теории. Можно назвать, например, совещание, посвященное сравнению океанского и континентального фанерозойского осадочного процесса («Литология на новом этапе развития геологических знаний», М., Наука, 1981, с. 1.11) или эволюции процессов рудо- и осадкообразования [3 тома сообщений: «Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах» (М., Наука, 1983, с.246), «Обстановки осадконакопления и их эволюция» (М., 1984, с.252), «Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли» (М., 1984, с.232)].

Современная послекризисная экономическая и политическая обстановка в России благоприятствует разворачиванию поискового и разведочного бурения, реанимации геологической съемки, поискам и приросту запасов осадочных полезных ископаемых, началу подъёма геолого-разведочных работ; об этом свидетельствует выступление Министра природопользования и охраны недр Ю.П. Трутнева и ряда ведущих геологов на 6м Всероссийском съезде геологов в Москве, 27-29 октября 2008 г.

Совершенно необходимо укрепить и развить литологические исследования в России, вписаться в общие задачи, стоящие перед государством и наукой, не упустить период подъёма, реанимации и дальнейшего расширения сырьевой базы страны.

В последнее время в период общего политического, финансового и геологического кризиса (90-е годы XX – 10-е годы XXI столетия) работа Межведомственного литологического комитета существенно трансформировалась. Непомерно укрепилось единоначалие Председателя и предельно ослабела коллективная работа секций. Бюро МЛК, главный рабочий инструмент руководства, по существу распалось и его заседания превращаются в отчетные доклады одного руководителя МЛК. На заседаниях Бюро ни разу не заслушивались доклады руководителей о работе секций.

МЛК организует Всероссийские литологические совещания с предельно широкой тематикой, охватывающей все многообразные науки об осадочных породах и рудах. Так, например, совещание в Екатеринбурге именовалось «Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли» (14-16 октября 2008 г.), а совещание,

на котором я имею честь выступать, именуется «Концептуальные проблемы литологических исследований в России».

Такая глобальная постановка проблемы имеет смысл только на определенных этапах развития науки, когда созрели теоретические проблемы и когда завершаются крупные теоретические обобщения; к сожалению таких широких работ в российской литологической науке в последние годы не публиковалось.

С другой стороны широта постановки проблем вызывает огромное количество тезисов и докладов, которые поступают в печать без объективной оценки и отбраковки; характерно, что на таких совещаниях обсуждений заслушанного не производится. Как редактор журнала «Литология и полезные ископаемые» могу сказать, что 3/4 докладов, выполненных в Екатеринбурге обычное рецензирование не прошли бы и были бы либо направлены на доработку, либо отклонены.

Для решения поставленной нами главной проблемы литологических исследований в России необходима децентрализация работы МЛК, перенос центра тяжести организационной работы в секции Комитета, организация и развитие обсуждения проблемы не на общих слетах и совещаниях, а в кругу специалистов, разрабатывающих конкретные проблемы.

У меня лично не вызывает сомнения, что дальнейшая деятельность МЛК требует существенной перестройки и реорганизации.

Литература

Ангелов А.И., Григорьев Н.П., Соколов А.С. и др. Фосфаты в минерально-сырьевой политике. В кн. «Фосфаты на рубеже XXI века». М.-Алма-Ата: Жанатас, 1996. С. 71-96.

Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России // Материалы геол. России. 1912. Т.25. 631 с.

Варенцов И.М., Рахманов В.П. Месторождения марганца // Рудные месторождения СССР. Т. 1. Недра, 1978. С. 109-164.

Вернадский В.И. Размышления натуралиста (научная мысль как планетное явление). М.: Наука, 1977. С. 148.

Жемчужников Ю.А. Тип косой слоистости осадочных образований как критерий генезиса осадков // Зап. Ленинградского Горн. ин-та. 1926. Вып. 1. С. 28-41.

Жемчужников Ю.А. Общая геология каустобиолитов. Л.-М.: ОНТИ, 1935. С. 258.

Лаверов Н.П., Величкин В.И., Шумилин М.В. Урановые месторождения стран Содружества: основные промышленно-генетические типы и их раз-

мещение // Геология рудных месторождений. 1992. №2. С. 3-18.

Пустовалов Л.В. Об относительном значении осадочных и магматогенных концентраций // Металлы в осадочных породах (черные металлы, цветные и легкие металлы) М.: Наука, 1964, с. 5-18.

Страхов Н.М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. ИГН АН СССР, 1947, вып. 73. Геол. серия №22. С. 267.

Страхов Н.М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации // Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд. АН СССР, 1954. С. 275-377.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. I – 212 с., т. II – 574 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 550.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Гостоптехиздат, 1963. С. 535.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. С. 299.

Херасков Н.П. Геологические формации (опыт определения) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. XXVII (5), 1952. С. 31-51.

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

Холодов В.Н. О фазовой дифференциации вещества в осадочном процессе // Литология и полезные ископаемые. 2010. №2. С. 118-132.

Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей // Совещание по осадочным породам. 1955. Вып. 2. С. 3-99.

Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Труды совещания по осадочным породам. Вып. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 7-99.

Шатский Н.С. О марганценосных формациях и металлогении марганца // Изв. АН СССР, сер. геол. 1954. №4. С. 3-38.

Zitzmann A. The iron ore economic situation in Europe // The iron ore deposits of Europe and adjacent areas. Hannover, 1977. P. 69-78.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>Япаскурт О.В.</i> Методология познания осадочного процесса и некоторые итоги её внедрения в практику научных работ	4
<i>Кузнецов В.Г.</i> Эволюционный раздел литологии – возникновение, состояние, соотношение осадочного породообразования с эволюцией органического мира	34
<i>Алексеев В.П.</i> О синергетическом мировидении в седиментологии	71
<i>Антошкина А.И.</i> Бактериальный литогенез	89
<i>Холодов В.Н.</i> О главном направлении развития литологии и работе Междуведомственного литологического комитета	106

ОБЗОР КОНЦЕПТУАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ ЛИТОЛОГИИ

Подписано к печати 20.01.2012.
Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная.
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 10,0.
Тираж 400 экз.

Издательство ГЕОС
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16; 8-926-222-30-91
E-mail: geos-books@yandex.ru
www.geos-books.ru