Литология на новом этапе развития геологических знаний



Издательство «Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

Литология на новом этапе развития геологических знаний

3493

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва, 1981

УДК 552.5

Сборник составлен по материалам XI Всесоюзного литологического совещания. В статьях, авторами которых являются представители всех направлений советской литологии, отражены достижения последних лет в области литологической науки и перспективы ее развития. Значительное внимание уделено вопросам методики исследований.

Ответственные редакторы:
член-корреспондент АН СССР
П.П. ТИМОФЕЕВ, В.Н. ХОЛОДОВ

Л $\frac{20801-083}{055\,(02)-81}$ 206-81, кн. 2. 1904010000

© Издательство "Наука", 1981 г.

ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемый вниманию читателя сборник содержит ряд работ ведущих литологов страны и в значительной степени отражает состояние науки об осадочных породах в СССР.

Как известно, в 1970-е годы литология вступила в новый, качественно отличный этап своего развития. Прежде всего существенно расширился сам предмет литологических исследований.

Если 50-60-е годы проходили главным образом под флагом изучения осадконакопления и формирования осадочных образований в бассейнах континентального блока и его окраин, то позднее усиленное внимание стало уделяться осадочным процессам всего Мирового океана. Благодаря широко развернувшимся океанологическим исследованиям и глубоководному бурению, осуществляемому с судна "Гломар Челленджер", перед литологами всего мира были поставлены совершенно новые проблемы: усиленно изучалось влияние эксгалятивной вулканической деятельности на осадконакопление в пределах срединных океанических хребтов, раскрывалась история геологического развития океанских водоемов, рассматривались важнейшие геохимические и биогеохимические процессы, определившие закономерности размещения шельфовых и пелагических осадков, осмысливалась специфика диагенетического аутигенного минералообразования в разных частях океанов и морей, роль гидродинамики и климата в формировании осадков Мирового океана, значение и направленность вторичных изменений океанических осадков и базальтов океанического дна.

В области океанических исследований литология вплотную столкнулась с необходимостью точной корреляции разных геологических событий как на континентах, так и в океанах, т.е. ощутила очевидную потребность союза со стратиграфией и палеонтологией.

Стало также очевидным, что литологические исследования, проводящиеся в океанах, не могут не считаться с ведущими тектоническими концепциями; фиксизм или мобилизм, гипотеза "тектоники плит", представления о расширяющейся Земле, идеи об океанических стадиях развития геосинклиналей на континентах не могли не оказать влияния на мировоззрение литологов, не могли не учитываться в процессе изучения океанических осадков и пород.

Таким образом, вступив на стезю изучения осадочного чехла океанов и морей, литология оказалась тесно связанной со стратиграфией и геотектоникой; глобальность объектов родила необходи-

мость комплексного подхода, непроизвольно усилила связи с другими науками геологического цикла.

Существенно продвинулись также устремления литологов при изучении процессов осадкообразования на континентах. Если в 60-х годах применение сравнительно-литологического метода ограничивалось отложениями палеозоя, то в настоящее время этот же метод широко используется при исследованиях самых древних пластов докембрия.

Нельзя не отметить, что пробудившийся в последнее время интерес к осадочным процессам докембрия также раскрыл перед исследователями совершенно новые аспекты литологической теории. Широко обсуждается проблема метаморфизма и метасоматоза в осадочных отложениях, ставятся вопросы об огромной древности жизни на Земле, об условиях формирования биогенных накоплений типа "черных сланцев", о природе нефти и газа.

Значительный стратиграфический интервал, соответствующий времени существования коры выветривания, позволил говорить о большой древности кислородной атмосферы на нашей планете. Существенный вклад в понимание экзогенных процессов внесли идеи о "газовом дыхании" Земли, о путях изменения состава атмосферы и гидросферы с древнейших времен до наших дней.

Особого внимания заслуживает попытка связать эволюцию осадочного процесса с историей магматизма и формированием континентальной коры; в результате геолого-петрографических реконструкций удалось выяснить, что геохимический состав питающих провинций континентального блока накладывал довольно резкий отпечаток на субсинхронное формирование осадочных пород и руд. Этот вывод нашел свое подтверждение и в построениях количественной геохимии, которая в настоящее время далеко шагнула вперед и уже приступила к созданию реальной геохимической модели строения осадочного чехла континентов и океанов.

В последние десятилетия в учении об осадочных процессах важное место занимала также проблема закономерностей размещения и происхождения разнообразных осадочных полезных ископаемых на континентах и в океанах. Весьма актуальные вопросы вторичных (катагенетических и гипергенных) преобразований осадочных толщ оказались затронутыми в связи с изучением генезиса залежей нефти и газа, гидрогенных месторождений урана и других редких металлов, стратиформных скоплений меди, свинца и цинка. Заметно возрос интерес к происхождению угольных месторождений, торфа, горючих сланцев и других "энергетических" полезных ископаемых. Углубились наши познания в области генезиса химического сырья - фосфоритов, серы, боратов, глауконита, цеолитов и других природных сорбентов и марганцевых руд.

Существенные сдвиги наметились в 1970-х годах в области методологии науки об осадочных породах и рудах; на смену чисто эмпирическому, описательному направлению пришел генетический подход, ставящий во главу угла не простой сбор фактического мате-

риала, а всестороннее рассмотрение генезиса различных осадочных образований – пород и руд, фаций, формаций. При этом особенное внимание литология второй половины XX в. стала уделять крупным геологическим объектам, таким, как бассейны седиментации и бассейны породообразования (породные бассейны). Именно эти геологически цельные объекты позволяют синтезировать воедино достижения стратиграфии, тектоники, литологии, геохимии, гидрогеологии и гидрохимии, энергетики и физико-химии, т.е. организовывать по-настоящему комплексные, всесторонние исследования, максимально приближающие естествоиспытателей к научно обоснованному объяснению природных явлений.

XI Всесоюзное литологическое совещание, которое состоялось 16–19 апреля 1979 г. в Москве под руководством Междуведомственного литологического комитета, в значительной степени отразило все эти новейшие проблемы современной литологической науки. Сделанные на совещании доклады были использованы при составлении глав – статей этой книги.

Надеемся, что издание сборника явится не только констатацией существующего положения вещей, но и подтолкнет к новым дерзаниям мысль исследователя.

П.П. Тимофеев, В.Н. Холодов

УДК 551.35:551.24(261)

П.П. ТИМОФЕЕВ

СОВЕТСКАЯ ЛИТОЛОГИЯ И ПУТИ ЕЕ РАЗВИТИЯ

ВВЕДЕНИЕ

За последние 15–20 лет в Советском Союзе широкое развитие получило генетическое направление в литологии и осадочной геохимии (геохимия осадочных пород), благодаря чему эти науки поднялись на новый, более высокий уровень. Это дало возможность с принципиально иных позиций подходить к решению коренных проблем возникновения и закономерностей строения осадочных образований и формирования их вещественного состава.

Такие успехи достигнуты прежде всего благодаря более широкому применению детального литолого-фациального и палеогеографического методов анализа при изучении древних пород и современных осадков континентальных блоков земной коры, морей и океанов. К сожалению, эти методы все еще применяются в недостаточном объеме. Большое принципиальное значение имеет использование новейших методов физико-химического, минералогического и кристаллохимического исследования вещественного состава осадков и пород. Все это вместе взятое позволит лучше познать особенности генезиса отложений и выявить основные факторы, которые определяют дальнейшую историю минерального преобразования осадков и породы.

Генетическое направление в советской литологии и осадочной геохимии представляет собой новый качественный скачок и одну из основных особенностей их современного развития. Литология по-прежнему ставит своей главной целью дальнейшую разработку и совершенствование теорий седиментогенеза и литогенеза. Современные исследования должны сопровождаться как познанием динамики процессов седименто- и литогенеза, так и выяснением причин, обусловливающих направленность и интенсивность этих процессов. Непонятны утверждения некоторых литологов и геохимиков о якобы возникающем противопоставлении процессов седиментогенеза и литогенеза. Если мы хотим правильно понять эти процессы, мы должны прежде всего изучить специфику и особенности каждого из них в отдельности, поскольку они протекают в резко различных условиях. Для этого прежде всего необходимо детально выяснить особенности осадконакопления, чтобы проследить их влияние на процессы последующего минерало- и породообразования.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ

Познание формирования осадочных образований начинается с выяснения общих вопросов возникновения осадочных образований, связи осадконакопления с сингенетическим геотектоническим режимом в определенных структурных элементах континентальных и океанских блоков земной коры, т.е. вопросов, относящихся к стадии седиментогенеза. Их решение должно основываться на результатах комплексного детального литолого-фациального исследования, включающего изучение гидрогеохимических и гидродинамических особенностей среды накопления осадков в различных ландшафтно-палеогеографических обстановках.

В процессе исследований на первом этапе должны быть выявлены: а) фациальные типы осадков, т.е. фации осадков, приуроченные к различным гидродинамическим и гидрогеохимическим средам и климатическим зонам; б) исходный материал (твердая, жидкая и газообразная фазы), образующийся в процессе гипергенеза и вовлекаемый в транспортировку; в) изменения (сингенез) этого исходного материала в ходе транспортировки до конечного бассейна седиментации. Сингенез включает также и все те изменения, которые происходят на путях переноса исходного материала. При этом велика роль вулканизма (эксплозивный, эксгалятивный) – как сопутствующего, так и наложенного, последний очень усложняет расшифровку процессов седиментогенеза и особенно литогенеза. Все это дает возможность составить представление о генезисе осадков, что является основой решения вопросов, связанных с последующим преобразованием осадков в породы, т.е. с процессами стадии литогенеза. Большая роль в выяснении генезиса осадков принадлежит сравнительному анализу древнего и современного осадконакопления.

В процессе детального комплексного познания седиментогенеза исследователя должно прежде всего интересовать выяснение типов седиментационных бассейнов различных климатических зон и тектонических структур. Под *седиментационным бассейном*, или бассейном седиментации, понимается участок земной коры, в пределах которого накапливались или накапливаются осадки, отвечающие стадии седиментогенеза. Это понятие включает в себя весь комплекс явлений, обусловливающих осадконакопление, включая физико-географическую среду, сингенетический геотектонический режим и т.п.

Среди седиментационных бассейнов можно различать бассейны: а) континентальных блоков – бессточные котловины пустынь, речные долины, озера, эпиконтинентальные моря и т.д. и б) океанов, внутренних и краевых морей. Для реконструкции процессов осадконакопления в них и понимания причин, их обусловливающих, исследования должны быть направлены на решение ряда взаимосвязанных проблем. К числу главных проблем следует отнести:

1 – питающие провинции, их типы и влияние на вещественный состав осадков седиментационных бассейнов. Большое значение следует придавать всему комплексу гипергенных процессов, обуслов-

ливающих возникновение исходного материала и его последующую транспортировку до конечных водоемов стока;

2 – общие закономерности распределения и вещественный состав фациальных типов осадков внутри седиментационных бассейнов; факторы, их определяющие;

3 – фации, типы ландшафтов и их связь с седиментационными бассейнами и питающими провинциями. Большое значение имеют палеоландшафты, предшествующие формированию осадочных толщ и начальным этапам накопления осадков;

4 – конседиментационный геотектонический режим и его значение в формировании самих седиментационных бассейнов и фациальных типов осадков;

5 – климат и его влияние на формирование как вещественного состава, так и самих фациальных типов осадков в различных седиментационных бассейнах;

6 – гидродинамика и ее роль в формировании фациальных типов осадков в различных седиментационных бассейнах. Здесь следует различать общую динамику вод в бассейнах (реках, долинах, озерах, морях, океанах и т.д.) и гидродинамику непосредственно в зоне накопления осадков;

7 – газоводные растворы фациальных сред как фактор минерало- и осадконакопления (гидрогеохимия);

8 – вулканизм и гидротермальная деятельность как факторы, влияющие на распределение и вещественный состав фациальных типов осадков разных бассейнов седиментации в процессе осадконакопления.

Познание генезиса осадков – это анализ и синтез как элементарных составляющих самих осадков (генетические признаки), так и взаимоотношения различных типов осадков. Именно это позволяет делать выводы об их фациальной природе, освещающей не только динамические, но и ландшафтно-палеогеографические, минералогические, биологические, гидро- и геохимические и другие аспекты накопления осадков. Это начальный и обязательный этап литологического исследования, на результатах которого должно основываться решение как частных, так и более общих вопросов природных процессов образования осадочных пород.

Геологические исследования до последнего времени проводились, как правило, некомплексно не только в пределах каждой геологической науки – тектоники, литологии, стратиграфии, геохимии и т.д., но и в пределах более узких разделов каждой из них.

Минералогов или геохимиков практически мало интересовало, в каких условиях возникли исследуемые ими осадки и породы, порой им достаточно было знать – в морских или континентальных. И результаты, естественно, не отражали многих деталей природных процессов, поскольку не учитывали всего многообразия причин, обусловливающих возникновение тех или иных фациальных типов осадков.

Современную геологическую науку не удовлетворяют такие узкоспециализированные исследования. Так, выяснение истории геологи-

ческого развития той или иной тектонической структуры не может быть проведено на должном уровне, если исследователь не обладает данными о детальном строении и генезисе заполняющих ее отложений. Трудно сопоставить разрезы континентальных осадков какого-либо межгорного прогиба, где на близких расстояниях меняется не только литологический состав, но и мощность, форма и размеры отдельных горизонтов, не содержащих при этом достаточного количества остатков фауны и флоры. Еще труднее сопоставлять континентальные отложения с прибрежно-морскими, где последние имеют резко изменчивый фациальный состав осадков, но в то же время сходную гранулометрию (подводная и надводная дельта, прибрежное мелководье морей, крупных озер, заливов и т.п.).

Неполнота и сложность детальных реконструкций геологических, палеогеографических и фациальных обстановок отрицательно сказывается на развитии общей теории. Так, например, из-за недостаточно детального комплексного литолого-фациального изучения осадочных образований возникают различного рода "новые" классификации осадков и осадочных пород. К их числу следует отнести классификацию, недавно предложенную Ю.П. Казанским [1976], по существу она представляет собой комбинацию давно известных схем Л.В. Пустовалова и Н.С. Шатского.

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

В настоящее время плодотворно и успешно развивается на генетической основе учение о геологических формациях, которое обогащает геологию новейшей теорией и практикой изучения осадочных образований. Это учение возникло как прямое следствие развития геологической науки в целом и в настоящее время представляет один из крупных ее обобщающих разделов, позволяющих выяснить закономерности (общегеологические, литологические, тектонические, стратиграфические) образования осадочных отложений и размещения в них различных полезных ископаемых.

Однако мы не можем сказать, что такое учение с детально разработанной методикой исследования уже создано, хотя его современный уровень во многом отличается от начального этапа. Принципиальное отличие состоит в том, что на ранней стадии своего существования учение носило эмпирический характер и параллельно развивалось в тектонике, литологии и некоторых других отраслях геологии. Каждый исследователь подчинял обоснование и выделение формаций своим специфическим задачам, что, естественно, приводило к одностороннему и несопоставимому подходу при разработке методики формационного анализа, а следовательно, при выделении и типизации формаций. Выделяемые таким образом формации не отвечали истинным генетически обособленным природным телам, сочетающим единство тектонических и палеогеографических особенностей накопления осадков. Исследователи, как правило, шли от общего к частному, и выделение формаций было начальным этапом форма-

ционного анализа. Тектонисты обычно брали какую-либо крупную структуру того или иного участка земной коры и заполняющие ее отложения обозначали формацией, давая ей название по одному из типичных для нее признаков, а затем приступали к ее изучению, хотя до генезиса они практически никогда не доходили. Литологи, наоборот, за формации принимали толщи, кажущиеся едиными по литологическому составу, без достаточного учета генезиса и древнего структурного положения и особенностей их геологического развития. В обоих случаях давалась односторонняя, далекая от истинной характеристика выделяемых таким образом формаций.

Развитие и внедрение генетического направления в геологии способствовало дальнейшему развитию учения об осадочных геологических формациях.

Дальнейшее развитие литологии и других отраслей геологии привело к выводу о том, что познание природных процессов, протекающих при накоплении осадков и образовании пород, может быть осуществлено только в результате комплексного их изучения, при котором формационный анализ должен быть продолжением и углублением фациального анализа с учетом конкретных палеотектонических особенностей строения и развития структурных элементов земной коры, как отмечал в свое время Ю.А.Жемчужников. Сторонники генетического направления под формацией понимают естественный парагенетически связанный (местом и условиями образования) крупный комплекс фаций, приуроченный к определенной палеотектонической структуре (или ее части) и соответствующий определенной стадии геотектонического развития.

В связи с этим формационному анализу должно предшествовать детальное литолого-фациальное изучение осадков, в процессе которого выясняется их генезис. Такая исходная позиция дает основание для выяснения более общих связей между генетическими и фациальными типами осадков, циклами и обстановками осадконакопления, различными палеоструктурными элементами земной коры, типами геотектонических режимов накопления осадков, т.е. в конечном итоге позволяет подойти к выделению формаций. В данном случае формации приобретают право на существование только тогда, когда они представляют собой конечный результат комплексного исследования, базирующегося на широкой генетической основе. Только имея реальное, генетически индивидуализированное геологическое тело, можно выяснить истинную природу не только литологических, но и тектонических, стратиграфических, геохимических и других закономерностей строения земной коры.

Нельзя признать удачным формалистический подход к формационному анализу, основанный на морфологических построениях, которые должны предшествовать генетическим [Драгунов и др., 1974]. Авторы этой работы полагают, что "парагенерации и геоформации в дальнейшем могут быть изучены в онтогенетическом, стратиграфическом, тектоническом, минералогическом, палеогеографическом и других разнообразных аспектах" [Драгунов и др., 1974, с. 149].

Подобный подход они предпочитают генетическому, отражающему причины и существо процессов возникновения геологических тел, т.е. формаций, в истории геологического развития земной коры. Вначале нужно комплексно и детально изучить отложения, отвечающие конкретным седиментационным бассейнам, выяснить генезис (стадия седиментогенеза), соотношения толщ отложений между собой и с палеотектоническими структурами, а затем уже выделять формации как геологические тела. В этом случае формации будут выступать как конкретные, четко генетически обусловленные геологические тела в трехмерном измерении. Только такие тела могут быть в дальнейшем включены в сферу собственно формационного анализа, т.е. сравнительного анализа формаций, для решения общих вопросов строения и развития земной коры и связанных с ними различных типов полезных ископаемых.

Для дальнейшего успешного развития учения об осадочных геологических формациях, базирующегося на широкой генетической основе, необходимо решение ряда основных проблем. К их числу прежде всего относятся:

1 – геологические формации как комплекс осадков седиментационного бассейна (или его части), отвечающий определенному этапу его тектонического развития;

2 – главные факторы образования формаций – палеотектонический (палеоструктура и режим), палеогеография, климат и петрофонд, последний характеризует геохимический облик формаций;

3 – типы осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, их происхождение и классификация;

4 – пространственно-временные взаимоотношения формаций в пределах отдельных тектонических структур, крупных тектонических регионов, областей, провинций, континентов и океанов;

5 – факторы, определяющие вторичные преобразования геологических формаций (литогенез[1], выветривание, тектонические деформации, эрозия и другие наложенные факторы).

Последняя проблема практически уже относится к выяснению тех процессов, которые характеризуют постседиментационную историю геологических формаций.

ЛИТОГЕНЕЗ

Значительно большие трудности представляет разработка теории литогенеза, т.е. комплекса проблем, относящихся ко второму этапу формирования осадочных образований. И все же в этом направлении советские литологи достигли больших успехов, хотя многие вопросы требуют доработки, а некоторые должны быть рассмотрены заново. Большая роль при этом должна принадлежать изучению осадков и пород современных океанов и морей, а также континентальных

[1] Под литогенезом понимается стадия постседиментационного преобразования осадков от диагенеза до регионального метаморфизма включительно.

блоков земной коры. Для этих целей прежде всего должны быть использованы материалы советских научно-исследовательских судов (нис) и особенно бурового судна "Гломар Челленджер", с которого дно океанов разбуривается уже на глубины свыше 2000 м. В настоящее время бурением вскрыты осадочные породы до юрского возраста включительно.

Седиментационные бассейны и заполняющие их осадки в процессе литогенетического развития и под воздействием целого комплекса наложенных факторов (формирование тектонических структур и сопутствующий им геотектонический режим, тепловые потоки различной природы, газоводный режим, климат, вулканическая, гидротермальная и магматическая деятельность и т.п.) претерпевают большие изменения, что приводит к формированию бассейнов породообразования. Так, например, современный седиментационный бассейн Каспийского моря может в будущем прекратить свое существование и под воздействием прежде всего тектонических факторов превратиться минимум в два бассейна породообразования - северный и южный; границей между ними может послужить юго-восточное продолжение Кавказского хребта. Под *бассейном породообразования* понимается тектоническая впадина, прогиб или какая-либо другая отрицательная структура, заполненная осадочными или вулканогенно-осадочными отложениями, прошедшими разные стадии литогенетического преобразования от диагенеза до метаморфизма включительно. Эти преобразования в зависимости от структурно-тектонического и климатического положения региона, а также ряда других факторов могут ограничиться любой стадией: в одном случае, например, диагенезом, в другом - катагенезом и т.п. Кроме того, нормальный процесс литогенеза может быть усложнен наложением эндогенных и экзогенных факторов, что приведет к сложной и пестрой картине распределения литогенетических преобразований в бассейнах породообразования.

К числу первоочередных в области литогенеза необходимо отнести следующие проблемы:

1 - строение породного бассейна и состав осадочных отложений, слагающих впадину;

2 - влияние фациальных обстановок и исходного вещества питающих провинций на литогенетические преобразования осадков и осадочных пород;

3 - гидрогеохимические и гидрогеологические факторы, определяющие развитие процессов литогенеза в бассейнах породообразования; палеогидрогеология и ее литологические аспекты;

4 - геотермический режим бассейна породообразования и его роль в формировании литогенетических преобразований осадков, пород и руд. Этой проблеме не уделяется достаточного внимания, и теплу практически не рассматривается как один из существенных факторов (во взаимосвязи с другими) минерало- и породообразования. Необходима постановка специальных исследований о выяснении роли тепла в этих процессах вообще, а также каждого вида (радио-

генного, литогенного и др.) в отдельности в бассейнах породообразования;

5 – закономерности распределения рассеянного и концентрированного органического вещества (ОВ) внутри бассейнов породообразования и его значение в процессах литогенеза;

6 – магматизм и гидротермальная (сингенная и наложенная) деятельность как факторы вторичных преобразований осадков и осадочных пород в бассейнах породообразования;

7 – литогенетическая зональность отложений в бассейнах породообразования разных тектонических областей;

8 – типы бассейнов породообразования и их зависимость от климатического и структурно-тектонического положения региона.

В области исследования процессов литогенеза океанского осадконакопления и породообразования намечается ряд задач. Первоочередными являются: а) оценка причин, механизма, масштаба и интенсивности диагенетических преобразований осадков различного генезиса; б) изучение направленности и интенсивности ката- и метагенетических преобразований в океанских осадках, а также регионального метаморфизма и выяснение их роли в формировании осадочных пород; в) оценка роли фациальных условий накопления осадков в их преобразовании в процессе литогенеза; г) оценка интенсивности вулканических процессов, осложняющих общую схему регионального океанского и наземного литогенеза, и их сравнительный анализ; д) расчет геохимического баланса океанской седиментации и оценка роли и значения вулканических процессов в литогенезе; е) выяснение роли ОВ в процессах минерало- и породообразования.

В вопросах океанского минералообразования главное внимание должно быть направлено на алюмосиликатные (вулканиты, глины, цеолиты) и кремнистые породы, а также ОВ, дающие максимальную информацию для сравнения процессов океанского и материкового литогенеза. Проблема ката- и метагенеза и их сопряжения с метаморфизмом приобрела новую значимость, причем круг вопросов здесь существенно расширился в связи с современными представлениями о термобарических типах метаморфизма островных дуг и метаморфизме океанического субстрата. В непосредственной связи с этим находится расшифровка особенностей вторичных преобразований магматических пород 2-го и 3-го слоев океанической коры и сравнение их с преобразованием основных магматических пород в различных обстановках континентов.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

От правильного решения проблем седиментогенеза и литогенеза, а также выделения осадочных формаций как генетически обособленных геологических тел полностью зависит выяснение закономерностей распределения кларковых и рудных концентраций различных химических элементов как в отдельных формациях, так и в земной коре в

целом. Особое значение здесь приобретает решение вопросов, связанных с локализацией рудных тел в процессе накопления отложений осадочных формаций и их изменения в течение последующей геологической истории с образованием месторождений полезных ископаемых.

При постановке и проведении данных исследований необходимо рассмотрение и выяснение как ряда общих проблем, так и непосредственно связанных с определенными типами полезных ископаемых. К числу вопросов образования и размещения полезных ископаемых, не охватывающих, однако, всего комплекса проблем, следует отнести следующие:

1 – выветривание как фактор мобилизации вещества в процессе формирования осадочных полезных ископаемых (россыпи, бокситы, железные и марганцевые руды);

2 – происхождение железорудных докембрийских формаций и глобальные эпохи рудогенеза;

3 – типы угольных месторождений и бассейнов и условия их формирования;

4 – типы металлоносных "черных сланцев" и условия их образования;

5 – проблема источника фосфора при формировании залежей фосфоритов;

6 – новые промышленные минеральные разновидности осадков эвапоритовых бассейнов (тахгидрит, давсонит, бораты и др.) и их генезис;

7 – закономерности распределения осадочных месторождений в пределах отдельных бассейнов седиментации;

8 – закономерности распределения литогенетических полезных ископаемых в бассейнах породообразования;

9 – роль эндогенных и экзогенных факторов в формировании "стратиформного" оруденения;

10 – эпигенетические месторождения серы, урана, нефти и редких металлов и общее в проблеме их генезиса;

11 – современный рудогенез как генетическая модель древних процессов осадочного и гидротермального рудообразования;

12 – вулканогенно-осадочные руды и критерии их отличия от собственно осадочных руд;

13 – разработка представлений об осадочных металлогенических провинциях;

14 – фациальный и формационный анализы как методы прогнозирования месторождений полезных ископаемых в осадочных толщах.

При постановке и решении всего комплекса проблем, связанных с образованием и размещением месторождений полезных ископаемых, нельзя ограничиваться изучением самих полезных ископаемых. Необходимо изучать всю совокупность вмещающих и сопутствующих полезным ископаемым отложений, т.е. геологические тела (формации), отражающие определенные этапы геологического развития региона. Только применение всего комплекса наших знаний, в том числе современных и новейших методов исследований (литологиче-

ских, геохимических, физико-химических и др.), базирующихся на широкой генетической основе, дает научно обоснованное решение как теоретических, так и практических задач. К числу последних относятся выявление поисковых критериев и разработка планов поисковых и разведочных работ на различные виды полезных ископаемых. К сожалению следует отметить, что наука все еще недостаточно привлекается для этих целей. Не беспредельное увеличение объема буровых и других видов работ, а наука должна быть определяющим фактором при планировании поисковых и разведочных работ, а также при промышленной оценке месторождений.

КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Дальнейшее развитие литологии и осадочной геохимии не может уже ограничиваться результатами перечисленных выше исследований по отдельным объектам или регионам только континентальных блоков земной коры или только осадков океанов и морей. Необходима постановка исследований, в основу которых будет положен сравнительный *анализ глобальных процессов*, протекавших в прошлом и происходящих в современную эпоху как на континентальных блоках, так и в отложениях современных океанов и морей.

За последнее время стал накапливаться разнообразный материал по современным океанам. Необходим новый, более высокий уровень организации литологических и геохимических исследований при изучении осадочных образований континентальных блоков земной коры и океанов. Он должен заключаться в еще более широком внедрении генетического направления в литологию и осадочную геохимию, в комплексной организации исследований в содружестве с тектоникой, стратиграфией и другими науками с целью разработки глобальной корреляции и осуществления сравнительного анализа геологических процессов седименто- и литогенеза в океанах и на континентальных блоках земной коры, а также между различными структурными элементами всех континентов и океанов.

Корреляция геологических явлений прошлого и настоящего включает как необходимую предпосылку и составную часть восстановление и сравнительный анализ процессов и обстановок формирования толщ осадочных и вулканогенно-осадочных пород, являющихся важнейшими геологическими документами. Разработка этого аспекта проблемы требует разностороннего и комплексного решения ряда теоретических вопросов литологии и геохимии на основе широкого историко-геологического подхода. Конечной целью этой разработки должно быть построение всеобъемлющей *теории седиментогенеза и литогенеза*, вскрывающей как внутренние причинно-следственные связи всех сторон и форм проявления этого сложного комплекса процессов, так и закономерностей их исторического развития во взаимозависимости с тектогенезом, магматизмом и эволюцией биосферы и палеогеографической обстановки земной коры в целом. Только такая всеобъемлющая теория способна, очевидно, обеспечить вполне

уверенное и однозначное решение многих важных вопросов корреляции геологических процессов.

К настоящему времени сделано многое для создания такой теории, и ее крупные фрагменты приобрели уже достаточно определенные контуры. Это касается прежде всего общих закономерностей седиментогенеза и раннего литогенеза, т.е. диагенеза осадков и пород морей и континентальных блоков земной коры, преобразований горных пород на разных стадиях катагенеза, метагенеза и раннего метаморфизма и разработки учения о формациях и фациального анализа. В этой сфере советская наука занимает передовые позиции. Однако даже перечисленный круг проблем далеко не полно разработан. Еще больше нуждаются в теоретической разработке вопросы континентального (наземного) и особенно океанского седимento- и литогенеза. В последней области обнаруживаются все новые и новые неожиданные факты, требующие своего осмысливания и объяснения, и возникают своеобразные научно-методические задачи. Особое значение приобретает постановка комплексных детальных исследований, при которых должны учитываться все возможные факторы, включая газоводные растворы, подземное тепло и другие, в той или иной мере принимающие участие в процессе литогенеза.

Разработка всеобъемлющей теории седименто- и литогенеза, как видно, потребует многолетних усилий больших научных коллективов в международном масштабе, и ее завершение мыслится лишь в достаточно отдаленной перспективе. Поэтому в ближайшие 10-15 лет следует сосредоточить наше внимание на сравнительном анализе различных форм и стадий осадконакопления и породообразования в контрастных физико-географических и историко-геологических обстановках и выяснении их пространственно-временных и генетических соотношений. Этому будут способствовать исследования, которые сейчас проводятся по линии Международной программы геологической корреляции (МПГК) ЮНЕСКО и Международного союза геологических наук (МСГН).

Для решения этих задач наиболее благоприятными объектами в первую очередь являются, с одной стороны, современные осадки, с другой - относительно молодые кайнозойские и мезозойские толщи осадочных и вулканогенно-осадочных горных пород как наименее измененные вторичными процессами, более полно сохранившиеся, поддающиеся наиболее уверенной стратиграфической корреляции и выявлению их тектонической позиции и на континентальных блоках земной коры, и в океанах и морях. Поскольку дело касается выяснения закономерностей всех стадий литогенетического изменения осадков и горных пород и исторической эволюции этих процессов, совершенно не исключаются палеозойские и докембрийские образования, комплексное исследование которых является составной частью познания процессов осадочного минерало- и породообразования.

Поставленная задача имеет два четко различимых аспекта:

1 - сравнительное изучение на фациально-генетической основе осадочных и вулканогенно-осадочных формаций раздельно осадочно-

го чехла земной коры континентальных блоков и океанов как показатель этапов геологической истории областей их накопления. При этом самостоятельное значение приобретает не только характеристика формаций в целом, но и сравнительное изучение генетических и фациальных типов отложений, из которых они складываются и которые свидетельствуют об изменяющейся во времени и пространстве динамике осадочной и вулканогенной аккумуляции;

2 – сравнительный анализ процессов осадконакопления и породообразования в различных обстановках континентов и океанов с целью выявления минералогических особенностей и геохимических закономерностей, присущих разным стадиям их развития. Этот анализ, являясь необходимой предпосылкой углубленного изучения формаций, в то же время имеет самостоятельное принципиальное значение как основа построения общей теории седименто- и литогенеза и корреляции геологических явлений.

Эти исследования охватывают широкий круг проблем, которые составляют, по существу, новый, более высокий уровень организации литологических и геохимических исследований. К их числу относятся:

1 – специфические черты седиментационных бассейнов разных периодов развития Земли: а) современного, б) мезозойско-кайнозойского, в) палеозойского, г) позднедокембрийского, д) ранних этапов (архей–средний докембрий);

2 – корреляция седиментационных бассейнов различных структурно-тектонических и климатических зон;

3 – общая схема эволюции седиментационных бассейнов в истории планеты;

4 – эволюция питающих провинций в истории Земли как фактор необратимого развития осадочного породообразования;

5 – глобальная корреляция типов вторичных преобразований в различных тектонических и климатических областях;

6 – глобальная корреляция геологических формаций во времени и пространстве;

7 – роль экзогенных и эндогенных факторов формирования эпох осадочного рудообразования;

8 – глобальная корреляция геологических процессов (седиментогенеза, литогенеза) в различных областях Земли: а) на континентах, б) в океанах, в) между континентами и океанами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы смогли в кратких чертах познакомиться с главнейшими проблемами современной литологии. Разработка этих проблем и превращение их в новую всеобъемлющую теорию седименто- и литогенеза являются главной задачей, стоящей перед советской наукой.

Хотелось бы несколько слов сказать о роли и значении Междуведомственного литологического комитета в решении этих проблем. Междуведомственный литологический комитет создан при Академии

наук СССР совместным решением Академии наук СССР, Министерств геологии СССР, высшего и среднего специального образования СССР, нефтяной промышленности, газовой промышленности и угольной промышленности СССР. Комитет призван всемерно содействовать развитию наиболее актуальных проблем советской литологической науки с целью познания истории геологического развития земной коры и закономерностей размещения в ней полезных ископаемых.

Междуведомственный литологический комитет является консультативным органом и, казалось бы, не может требовать безукоснительного выполнения своих рекомендаций от различных геологических институтов и организаций Академии наук СССР, союзных академий наук, министерств и ведомств. Но он является весьма компетентным органом, выражающим научные воззрения наиболее крупных специалистов в области литологии и осадочной геохимии. Члены комитета должны активно участвовать в дискуссиях, симпозиумах, совещаниях и других разнообразных мероприятиях с целью поисков путей постановки, организации и рационального решения научных проблем, которые бы отвечали не только современному уровню развития литологии и осадочной геохимии, но и создавали бы предпосылки для перспективного их развития.

Поэтому одной из основных задач комитета является разработка на ближайшую (5-10 лет) и дальнейшую (15-20 лет) перспективу важнейших направлений и проблем в литологии и осадочной геохимии, составление научно обоснованных рекомендаций к постановке исследований как по выяснению теоретических проблем, так и по решению задач прикладного назначения, которые в конечном итоге должны быть направлены на расшифровку закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Значительную часть деятельности комитета следует направить на обстоятельное обсуждение получаемых результатов по главнейшим проблемам и на разработку по ним практических рекомендаций.

Не менее важной и очень ответственной задачей является разработка комплексных планов коллективных междуведомственных исследований, а также планов и программ обобщающих итоговых работ и монографий. Особую важность здесь приобретает координация исследований с целью объединения усилий высококвалифицированных коллективов литологов и геохимиков для решения главнейших проблем литологической науки.

Поскольку в настоящее время литологическая наука требует углубленной проработки отдельных научных проблем или их частей, целесообразна организация рабочих групп при секциях комитета или междусекционных. Уже сейчас целесообразно организовать рабочие группы по терминологии, унификации методов визуального изучения осадочных пород, классификации осадочных пород, генетической классификации органического вещества, участвующего в осадочном процессе, по единой комплексной прецизионной обработке фактического материала и т.п. Нам представляется, что это одна из перспектив-

ных форм организации и проведения коллективных исследований, которую следует активно внедрять в литологию и осадочную геохимию в нашей стране.

В настоящее время нечто подобное делается в практике организации международных исследований, в том числе по линии ЮНЕСКО и МСГН. Кроме того, необходимо установить тесные связи и организовать совместную разработку соответствующих проблем или их частей с советскими рабочими группами МПГК по металлогении докембрия (акад. А.В. Сидоренко), генезису каолинов (акад. Ф.В. Чухров), угленосным формациям (чл.-кор. АН СССР П.П. Тимофеев), генезису марганцевых месторождений (И.М. Варенцов), геохимии архея (М.С. Марков).

Все более и более становится ясным для всех литологов и геохимиков, и особенно тех, которые близко стоят к решению практических задач, что уже нельзя пренебрегать комплексными детальными литолого-фациальными исследованиями в начальную стадию изучения осадочных образований. Необходимо резкое увеличение объема и усовершенствование литологических исследований для разработки научно обоснованных планов поисковых и разведочных работ. К сожалению, эти планы все еще практически разрабатываются без привлечения достижений современной геологической науки.

При разработке поисковых критериев на различные типы полезных ископаемых нельзя ограничиваться только изучением гранулометрических разностей пород. Тот или иной тип полезного ископаемого связан не только с определенным гранулометрическим типом осадка, но главным образом с определенным генезисом отложений, т.е. фациальным типом осадков. Поэтому в настоящее время нельзя говорить о фации песчаников или о фации алевритово-глинистых осадков. Следует говорить, например, о фации аллювиальных песчаников, о фации алевритово-глинистых осадков слабо подвижного прибрежного морского или озерного мелководья и т.п. При решении ряда специальных вопросов, особенно связанных с формированием рудных концентраций химических элементов, следует учитывать при этом не только условия накопления осадков, но и их вещественный состав, от которого в дальнейшем зависит интенсивность и направленность процессов литогенеза – породообразования. Из этого следуют настоятельные рекомендации, что любое изучение осадочных отложений необходимо начинать с обязательного применения комплексного детального литолого-фациального анализа.

В настоящее время перед геологической службой страны стоит задача проведения работ по крупномасштабному картированию территории СССР. Если при мелкомасштабном картировании не проводилось специальное глубокое изучение состава осадков и пород, то при крупномасштабном литология должна быть поставлена во главу угла. Без детального комплексного литолого-фациального изучения осадочных образований немыслимо создание научно обоснованной крупномасштабной геологической съемки. В связи с этим встает вопрос о подготовке кадров литологов. Обязательно следует орга-

низовать кафедры литологии в Московском, Киевском, Новосибирском и других ведущих университетах страны с целью резкого увеличения выпуска высококвалифицированных литологов.

Междуведомственный литологический комитет через своих членов должен оказывать повседневную помощь производственным геологическим организациям. Очевидно, наступило время поставить вопрос о переработке, дополнении и издании нового руководства "Методы исследования осадочных пород" взамен существующего, изданного в 1957 г. [Методы..., 1957].

Общепризнанной формой подведения итогов являются всесоюзные литологические совещания. В задачу комитета входит разработка рекомендаций и оказание консультативной помощи по проведению тематических и региональных совещаний и школ отделениями и республиканскими комитетами Междуведомственного литологического комитета. Поэтому данное XI Всесоюзное литологическое совещание посвящено широкому обсуждению главнейших проблем литологии. Оно должно явиться заключительным этапом разработки всеобъемлющей программы по литологии на ближайшую и дальнейшую перспективы.

Литература

Драгунов В.И., Айнемер А.И., Васильев В.И. Основы анализа осадочных формаций. Л.: Недра, 1974.

Казанский Ю.П. Седиментология. – Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1976, вып. 294.

Методы исследования осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1957. Т. 1/2.

УДК 551.35:551.24(261)

А.П.ЛИСИЦЫН

ВКЛАД ЭНДОГЕННОГО ВЕЩЕСТВА В ОКЕАНСКУЮ СЕДИМЕНТАЦИЮ

Долгое время представления о вкладе эндогенного вещества основывались главным образом на косвенных балансных или геохимических подсчетах, а также на аналогиях с гидротермальными системами суши. По этим подсчетам вклад эндогенного вещества составлял 1,5±0,7 или 1,7±0,8% [Страхов, 1976]. Данные, полученные за последние 3–5 лет, заставляют в корне изменить традиционные представления о решающей роли экзогенного вещества. Эти данные касаются как прямых наблюдений поступления эндогенного вещества на дно океана при помощи различных независимых методов [Bö-strom, 1973; Смирнов, 1975; Барсуков, Дмитриев, 1975], так и новых определений роли экзогенного вещества в океане в целом.

Специальные исследования роли эндогенного вещества и распро-

странения обогащенных эндогенным веществом металлоносных осадков проводились Институтом океанологии АН СССР в 2 рейсах нис "Дмитрий Менделеев" в восточной части Тихого океана, в районе активного хребта Восточно-Тихоокеанского поднятия. По результатам этих исследований с использованием других материалов построена карта распределения металлоносных осадков, содержащих более 10% Fe, ничтожные количества Al и других элементов-гидролизатов (рис.1, см.вкл.). Из карты видна тесная приуроченность металлоносных осадков к активным хребтам, областям наращивания океанской коры и спрединга, к областям высоких значений теплового потока. Удается установить прямую зависимость скорости наращивания коры (спрединга) и ширины области обогащения отложения эндогенным веществом от высоких значений теплового потока (см. рис. 1, врезка).

Однако долго не удавалось получить прямых наблюдений за поступлением эндогенного вещества и тепла в придонные воды, так как происходит быстрое разбавление термальных вод придонными океанскими. В 1975 г. во время 14-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" были получены наглядные доказательства резкого обогащения взвеси придонных вод Галапагосской рифтовой зоны Fe, Mn, Cu, Zn при одновременном снижении содержания этих элементов в растворенной форме [Гордеев и др., 1979], что объясняется процессом соосаждения - захватом растворенных элементов флоккулами взвеси оксигидратного состава при ее образовании в местах выхода гидротерм (рис. 2-4). Сходные результаты были получены и в Атлантическом океане близ Срединного хребта [Scott et al., 1974]. Обнаружены как бы подводные "вулканы", извергающие Fe, Mn и ряд других элементов, причем факел таких "вулканов" поднимается над уровнем дна на 2-3 км и имеет значительную протяженность (десятки и сотни километров). Концентрация других элементов, которую можно было бы связать со взмучиванием донных осадков (Al, Ti и др.), во взвеси оказалась незначительной, что исключает явление взмучивания осадков. Нижняя часть факела имеет особенно высокие концентрации, указывающие на места выхода гидротерм на поверхность дна. Этот факел долговременный и наблюдался последующими экспедициями США "Плиады" [Weiss et al., 1977; Lupton et al., 1977a, b].

В 1976 г. американские ученые при исследовании с подводной лодки "Алвин" в корневых частях этого факела обнаружили многочисленные выходы гидротерм, имеющие вид трещин на обнаженном базальтовом дне или подводных гидротермальных холмов высотой 20-30 м, сильно минерализованных и окрашенных в яркие оранжевые и желтые тона с черными корками Mn. Из устьевых частей четырех таких гидротермальных вулканов были получены пробы воды, которые изучены в 1976 и 1979 гг. [Edmond et al., 1977; Corliss et al., 1979]. Температура вод оказалась равной +17°C, отмечено закономерное увеличение содержания Si, Ba, Mn, Li и Ge с ростом температуры вод. Наибольшее содержание Ba в этих водах в 6 раз больше обычного в воде, Fe/Mn в них составляет от 10 до 100, а по другим данным - до нескольких сотен. Содержание Mg и O в

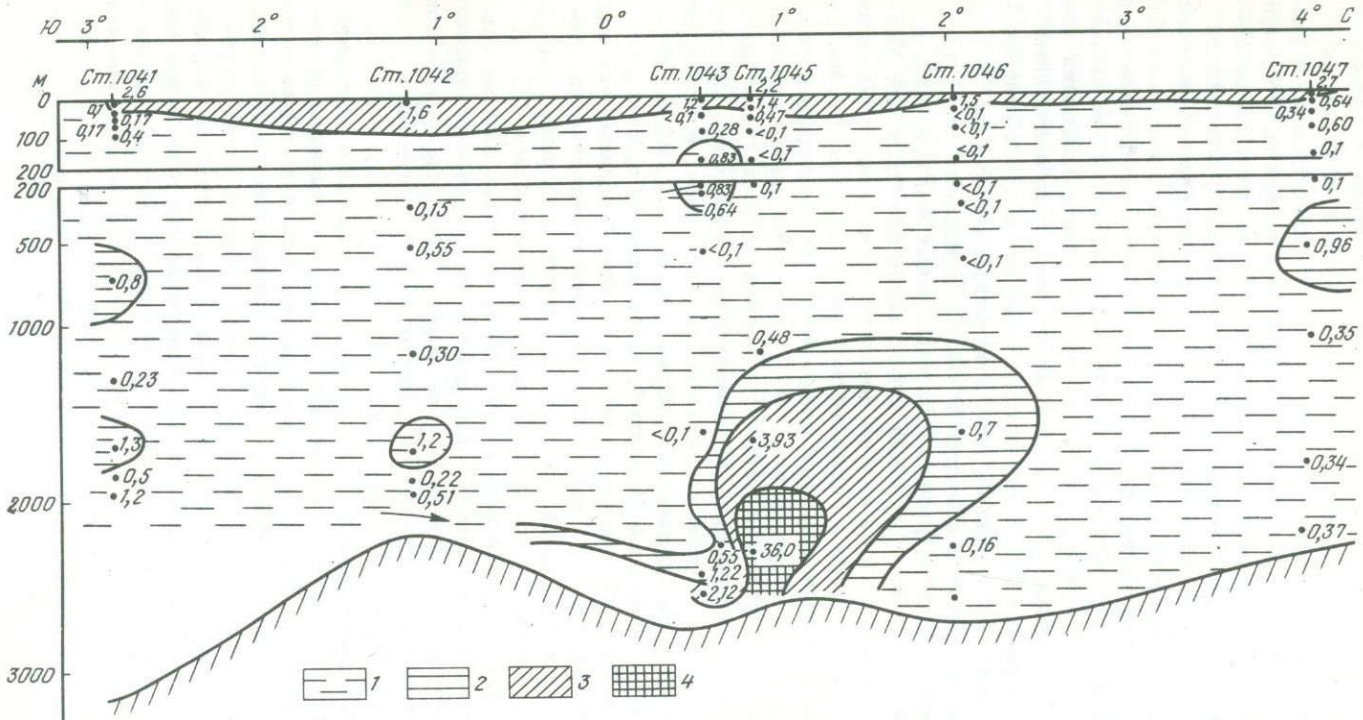


Рис. 2. Распределение взвешенного Fe на меридиональном разрезе по 86°з.д. через Галапагосскую активную зону [Гордеев и др. 1979]

Содержание, мкг/л: *1* – < 0,5; *2* – от 0,5 до 1,5; *3* – от 1,5 до 5; *4* – > 5. Здесь и далее стрелкой показано направление движения вод, цифры – единичные определения

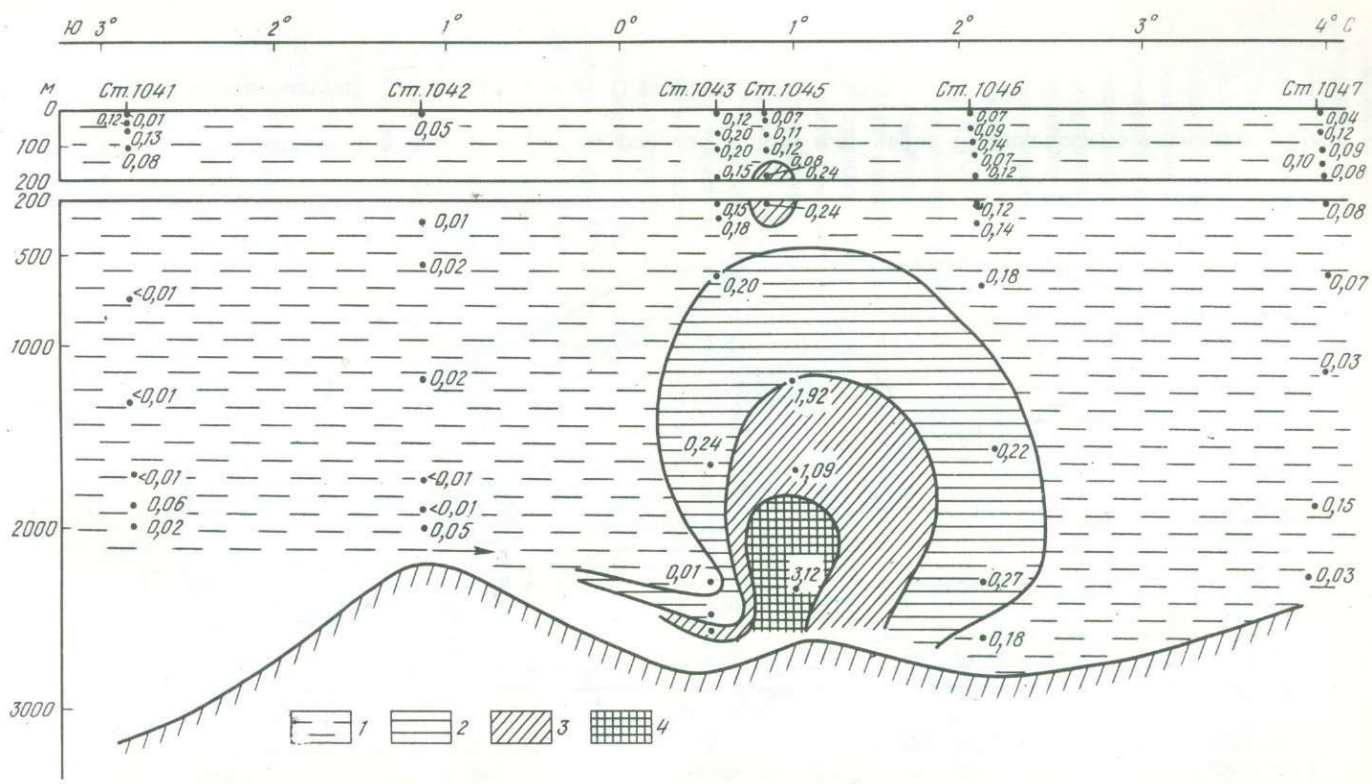


Рис. 3. Распределение взвешенного Mn на разрезе по 86° з. д. через Галапагосскую активную зону [Гордеев и др. 1979]

Содержание, мкг/л: *1* – < 0,2; *2* – от 0,2 до 0,5; *3* – от 0,5 до 2,0; *4* – > 2,0.

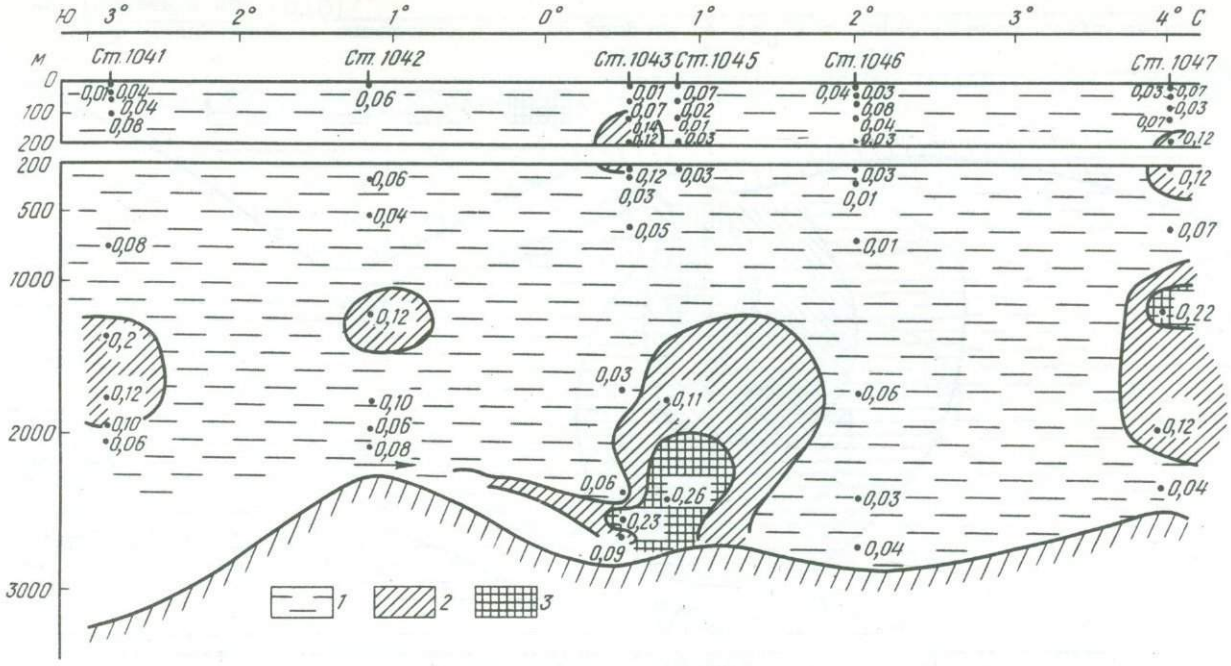


Рис. 4. Распределение взвешенной Cu на разрезе по 86° з.д. через Галапагосскую активную зону [Гордеев и др. 1979]

Содержание, мкг/л: *1* – < 0,1; *2* – от 0,1 до 0,2; *3* – > 0,2

термальных водах снижается по сравнению с фоном, причем обратно пропорционально росту температуры. Снижается также содержание Cu, Ni, Cd, что, по-видимому, связано с отложением сульфидов на стадии подповерхностного (в базальтах) существования гидротерм. Свойства раствора зависят от степени его разбавления придонными океанскими водами. При малом разбавлении, т.е. в базальтах ниже поверхности дна, воды горячие, восстановленные, кислые, отложение металлов идет в основном в форме сульфидов. При значительном разбавлении (в придонном слое) окисление становится полным, преобладающая форма отложения металлов – окислы.

Содержание He^4 в придонных водах (рис. 5, I) в 12 раз выше атмосферного (II; $1{,}38\times10^{-6}$), He^3 – в 85 раз, He^3/He^4 равно в водах гидротерм $(1{,}08\pm0{,}2)\times10^{-5}$, т.е. в 7,8 раза отличается от атмосферного, оно заметно ниже, чем в базальтовых стеклах ($1{,}3$–$1{,}7\cdot10^{-5}$; см. рис. 5, III) и вулканических газах. Избыток He^3 (так же как Si, Ba, Mn) растет с ростом температуры: эта связь линейная – $(7{,}6\pm0{,}6)\times10^{-8}$ кал на атом He^3 (рис. 6). Используя данные о поступлении He^3 из активных хребтов, полученные прямыми измерениями в водах гидротерм на дне, можно определить соответствующее ему количество тепла, отдаваемого через срединные хребты. Оказалось, что для всех срединных хребтов Мирового океана поступление тепла составляет $(4{,}9\pm1{,}2)\times\times10^{19}$ кал/год. Это первое независимое определение поступления энергии через срединные хребты находится в близком соответствии с теоретическими, рассчитанными на основании теплового потока [Wolery, Sleep, 1976; Jenkins et al., 1978].

В области Фамоус (Атлантика) с глубины 3200 м подводные лодки получили пробы воды. Соотношение Fe/Mn в них оказалось равным 9,2 (против 10, типичного для океанских вод). В 15 пробах определено содержание Hg: в среднем оно равно 1090 нг/л против 2–40 нг, типичных для областей вне гидротермальной деятельности. Связь этих вод с гидротермами определялась не только визуально, но и по повышению температуры вод до +3,97°C.

Выходы гидротерм на дне Тихого океана в Галапагосской рифтовой зоне окружены ореолом оранжевых и черных гидроокислов, а также белыми отложениями S, крупными бентическими организмами (моллюски до 15–18 см длиной при обычной для этого района длине около 0,3 см вне сферы воздействия гидротерм). Быстрый рост организмов связывается здесь с развитием хемосинтезирующих бактерий [Lonsdale, 1977]. Средняя скорость течений в 20 м от дна, по данным непрерывных (500 ч) наблюдений, здесь составляет около 4 см/с, а на Восточно-Тихоокеанском поднятии в районе депрессии Бауэр в 50 м от дна – 18 см/с. Глубина здесь составляет 2925 м.

Важные прямые наблюдения за поступлением вещества гидротерм сделаны франко-американско-мексиканской экспедицией РИТА на Восточно-Тихоокеанском поднятии в разломах Ривейра и Тамайо. Здесь с исследовательской подводной лодки "Сиана" наблюдались вы-

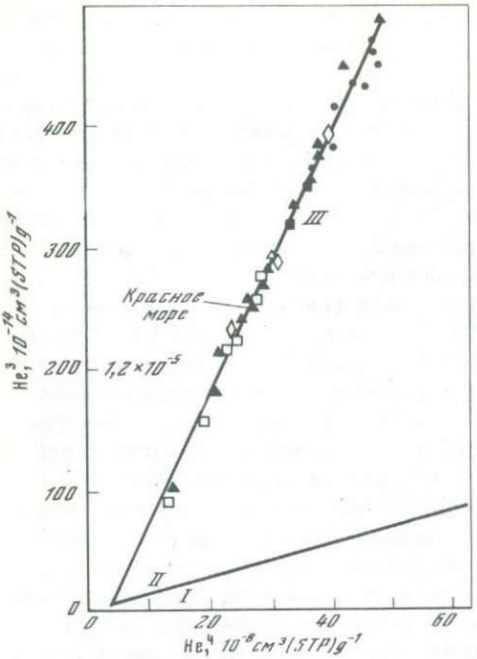


Рис. 5. Зависимость между He^3 и He^4 в гидротермах Восточно-Тихоокеанского поднятия (Галапагосский рифт) [Jenkins et al., 1978, p. 156]

Знаками разной формы показаны фактические значения для различных гидротерм

ходы гидротерм и получены пробы массивных сульфидов, в том числе сфалерита с содержанием Zn до 23% и халькопирита с содержанием Cu до 6% [Francheteau et al., 1979]. Эти исследования подтвердили широкое распространение пояса сульфидной минерализации в осевых частях срединных хребтов, который ранее описан в работах ИО АН СССР для Индийского и Тихого океанов (в особенности для впадины Хесса) [Лисицын и др., 1976]. Наиболее широким распространением на дне пользуется, однако, другой тип минерализации, генетически связанный с первым, – обогащение осадков гидроокислами Fe и Mn, а также образование аутигенного минерала Fe-смектита (так называемые металлоносные осадки, изученные в Тихом океане на площади более 10 млн.км^2 [Лисицын и др., 1976; Богданов и др., 1979; Мигдисов и др., 1979; Живаго, 1979]).

Детальное изучение и картирование металлоносных осадков одновременно с определением скоростей седиментации и абсолютных масс впервые дало возможность не по косвенным данным, а на базе точных определений подсчитать вклад эндогенного материала в большую группу наиболее важных элементов (около 20), поставляемых в осадки Тихого океана. При этом отдельно определялось накопление в пелагиали доли элементов, поступивших с берега (экзогенных) и из океанской коры (эндогенных), а также захваченных из океанской воды при соосаждении с этими эндогенными элементами. Определения сделаны на основе новых карт абсолютных масс методом взвешивания (табл. 1). Подсчеты выполнены для всей области металлоносных осадков – около 10 млн. км^2 (10% дна Тихого океана). Оказалось, что в этой области вклад эндогенной части Fe, Mn, Y, Si, Ni, Zn, Zr, Sb, Ba и ряда других элементов является решающим, в 3–45 раз превышая поступление этих элементов из экзогенных источников (подсчеты делались в абсолют-

Таблица 1

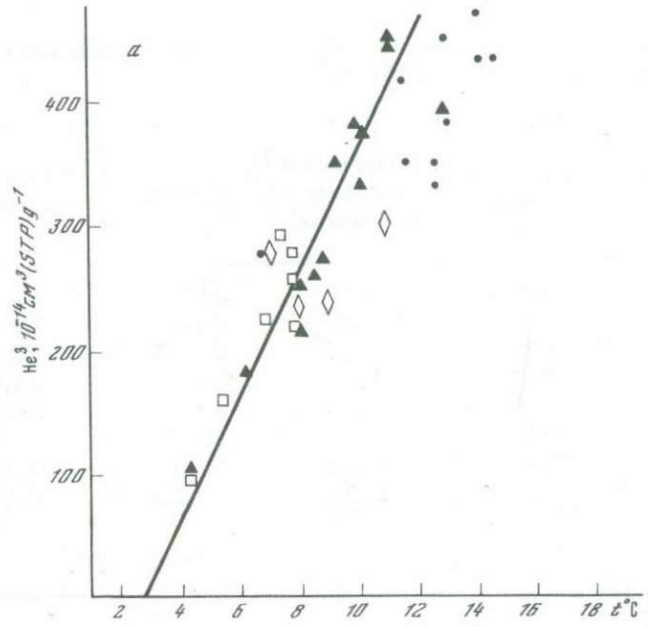
Вклад материала гидротерм Тихого океана в пелагическую седиментацию, млн.т/1000 лет

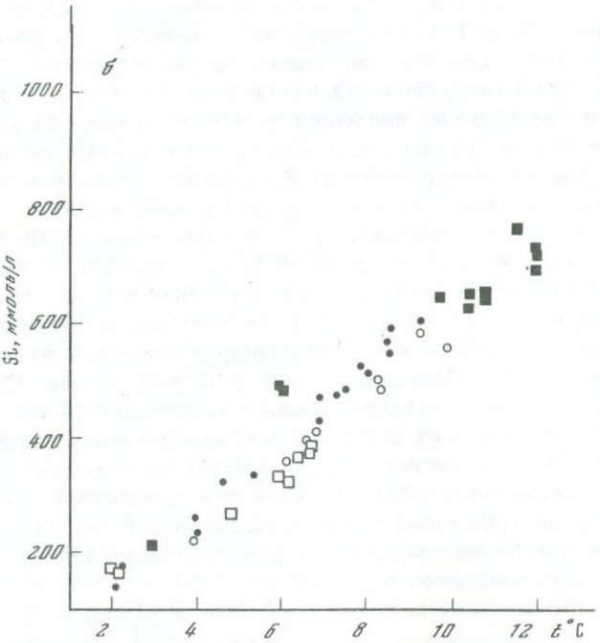
Элемент	Экзогенный (растворенный сток в океан)	Эндогенный (накопление в осадках)	Сумма	Гидротермальный *
Fe	1900	570	2470	30
Mn	46	175	221	79
Ba	92	58,7	150,7	39
V	4,6	1,5	6,1	24,6
Co	1,4	0,56	1,96	28,6
Cu	32	3,7	35,7	10,4
Pb	4,6	0,51	5,11	9,98
Zr	12	0,28	13,52	11,24

* Вклад, %.

ных массах). Итак, в области развития металлоносных осадков (более 10 млн. км^2 в Тихом океане) вклад эндогенного вещества в осадконакопление является решающим, он значительно превышает вклад эндогенной (терригенной) части этих элементов. Однако для определения соотношения эндогенного и экзогенного материала необходимо учесть не только собственно металлоносные осадки (при этом подсчете не учитывается их сульфидная часть, скрытая в трещинах и понижениях дна), но и все осадки океана в целом, т.е. и за пределами областей развития металлоносных осадков. Из табл. 1 видно, что около 80% Mn и около 40% Ba в осадках Тихого океана по этим подсчетам эндогенные. Это коренным образом меняет привычные представления о безраздельном господстве экзогенного вещества. Около 30% Fe и Co, значительная часть других элементов также происходит из Срединного хребта Тихого океана. Следует заметить, что в табл. 1 приведен лишь минимальный вклад эндогенного вещества, поскольку для подсчета взяты только четко выделяющиеся (> 10% Fe) металлоносные осадки. Значительная часть эндогенного вещества входит в осадки с меньшим содержанием Fe, рассеивается за пределами полей металлоносных осадков, разбавляется экзогенным веществом, что видно, например, при рассмотрении карт модульных показателей (Fe + Mn)/Ti или (Fe+Mn)/Al (см. рис. 1).

Одним из важнейших методов определения генезиса осадочного вещества является фазовый анализ, т.е. изучение различных составляющих осадка, в том числе и гидротермальной, при воздействии на него различных химических реагентов с одновременным изуче-


а
$He^3, 10^{-14} см^3/STP/g^{-1}$
400
300
200
100
2
4
6
8
10
12
14
16
18
t°C


б
Si, мг/л
1000
800
600
400
200
2
4
6
8
10
12
t°C

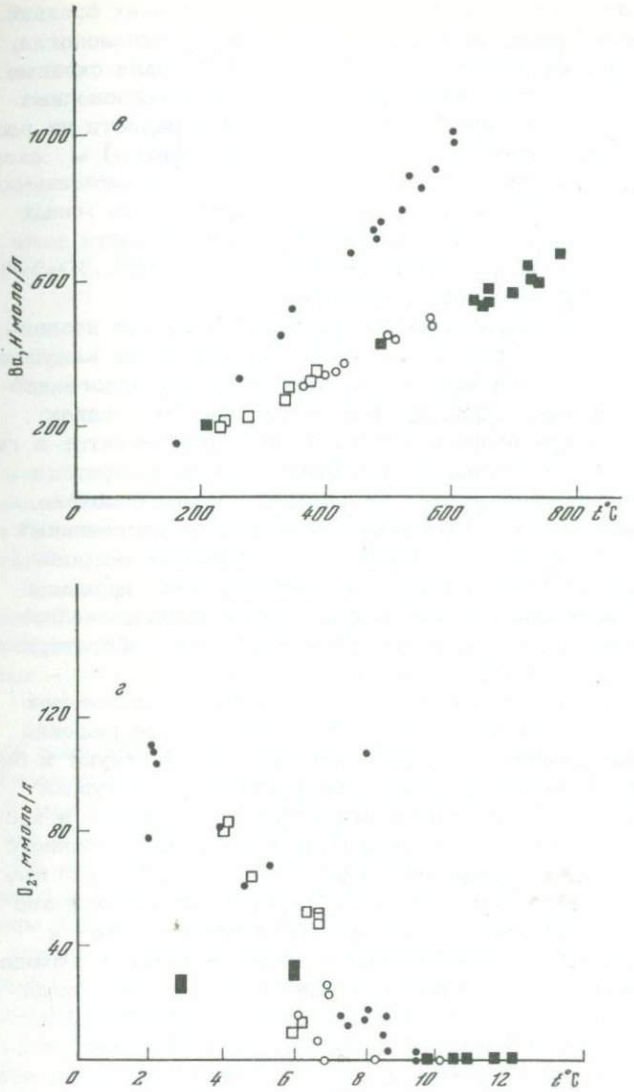


Рис. 6. Связь между содержанием He^3 (*а*), Si (*б*), Ba (*в*) и O_2 (*г*) и температурой вод гидротерм Галапагосского рифта. Пробы отобраны у выходов гидротерм на дне [Jenkins et al., 1978; Corliss et al., 1979]

Условные обозначения к *а* см. на рис. 5; для *б*–*г*: *1* – *4* – различные выходы гидротерм с разной температурой

нием минерального состава осадка и особенно его тонких фракций. Исследования такого рода, проведенные в Институте океанологии, а также Хиссом и Даймондом [Heath, Dymond, 1977], дали сходные результаты: оказалось, что гидротермальное Fe в металлоносных осадках составляет от 80 до 99%, а за пределами области их распространения (в центральной части Перуанской котловины) – около 60%. Сходные значения получены для Mn – 70–80% в металлоносных осадках и около 50% за пределами их развития, а из малых элементов – для Zn и Cu (вклад гидротермальной их части даже вне области металлоносных осадков продолжает составлять 30–50% от общего содержания элемента в осадке).

В настоящее время разработаны и применяются другие независимые способы, которые дают возможность проверить эти кажущиеся, на первый взгляд, невероятными данные по вкладу эндогенной части элементов, сконцентрированных в металлоносных осадках. К ним относятся прежде всего прямые определения элементов в гидротермальных водах источников на дне океана с учетом притока этих вод; определения, основанные на анализе теплового потока, изучении изотопии He и Sr, сопоставлении процессов в срединных активных хребтах с гидротермальными проявлениями на островах, приподнятых над уровнем океана и удобных для изучения частей хребтов (Исландия, Галапагосские острова и др.), анализе гидротермальных проявлений в толще базальтов ложа, лабораторных экспериментах по взаимодействию вода–базальт и др.

Изучение благородных газов, в особенности He, в гидротермах и глубинных водах океана имеет особенное значение для решения поставленной нами задачи. В океане эти газы не участвуют в биохимических преобразованиях или каких-либо реакциях, поступают только из глубин коры, а попадая в атмосферу, диссипируют в космос. Это, таким образом, уникальные природные индикаторы глубинного вещества. Прямыми наблюдениями [Dymond, Hogan, 1973; Craig et al., 1975; Lupton, Craig, 1975; Lupton et al., 1977a, b] было установлено резко повышенное содержание He и двух его изотопов – He^3 и He^4 в придонных водах близ срединных хребтов, а также в выходах гидротерм на дне. Кроме точечных наблюдений на больших площадях, близ гидротерм в 10 м у дна буксировался специальный подводный аппарат "Фиш", с которого на непрерывных разрезах отбирались пробы на He и Mn [Weiss et al., 1977]. Уже отмечалось, что содержание He здесь оказалось в 12–85 раз выше, чем в атмосфере. Было установлено, что чем выше температура гидротерм на дне, тем выше содержание в них He, а также ряда других элементов, в первую очередь Mn и Fe. В частности, тесная связь была установлена между содержанием He и Mn для Восточно-Тихоокеанского поднятия и Красного моря. Было выявлено также и конкретное значение He^3/Mn (рис. 7) в гидротермах Восточно-Тихоокеанского поднятия, равное $4{,}0 \times 10^5$ г Mn на 1 $см^3$ He^3 [Weiss, 1977], или 4 г Mn на 1 $см^3$ He^4. Общее содержание He в глубинных водах было также достаточно точно определено прямыми наблюдениями,

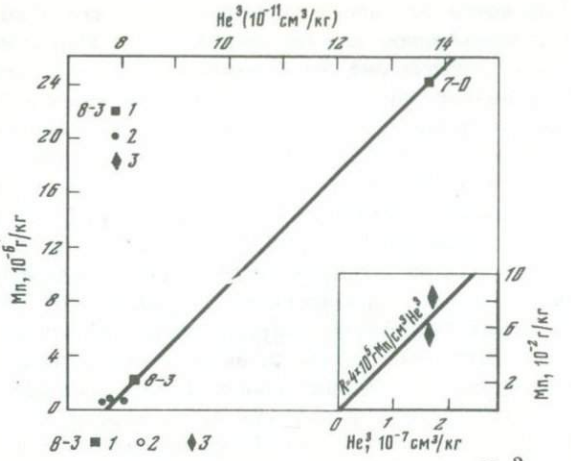


Рис. 7. Связь между содержанием эндогенного He^3 и растворенным в воде (гидротермальным) Mn, по данным наблюдений в районе Галапагосского рифта (Тихий океан) и в Красном море (на врезке) [Weiss et al., 1977]

Пробы: *1* – из областей развития гидротерм, цифры – номера проб; *2* – из придонного слоя вне области развития гидротерм; *3* – из Красного моря (рассолы впадин Атлантис–II – вверху и Дискавери – внизу).

что дает возможность установить поступление Mn, коррелятивно связанного с He, из эндогенных источников на дне океанов в 10 млн.т/год. Это близко к определенной нами методом абсолютных масс общей абсолютной массе Mn в осадках океана, равной 8,35 млн.т/год. Прямые определения Mn в гидротермах в сочетании с содержанием He дают величину эндогенного вклада Mn в воды Мирового океана почти в 5 раз больше, чем его определено в металлоносных осадках Тихого океана. Причиной расхождений может быть то, что установленная для отдельных гидротерм Галапагосского региона и Красного моря величина He^3/Mn нетипична для всего океана, кроме того, расхождения связаны с ошибкой в определении общего содержания He в придонных водах и др. По данным определений другими методами поступление гидротермального Mn в пелагиаль Мирового океана составляет около 1 млн.т/год [Lyle, 1976; Elderfield, 1976]. Поэтому имея в виду возможную неточность этой величины, на основании нескольких методов определения мы можем установить вероятный разброс значений поступления эндогенного Mn в океан от 1 до 10 млн.т/год. Для уточнения реального значения обратимся к определениям другими независимыми методами, в первую очередь к анализу изотопии Sr в океане.

Изотопное отношение Sr^{87}/Sr^{86} в морской воде значительно ниже, чем в речной. Терригенная часть Sr (речные воды), попадая

в океан, разбавляется Sr иного происхождения, что в конечном счете и дает установленное для океанской воды отношение (0,7091). В геологическом прошлом оно было даже ниже, чем современное. Таким образом, низкое значение отношения для океанской воды не является реликтом прошлых геологических эпох, а связано с современным процессом и показывает, что на формирование изотопного состава Sr океанских вод, кроме речного стока, влияют какие-то другие очень мощные факторы [Peterman, Hedge, 1971; Spooner, 1976; Brass, 1976; Subbarao, Hedge, 1973; Hedge et al., 1973]. Изотопное отношение Sr в базальтах ложа океана (0,7029) много ниже, чем в водах океана и реках, гораздо ниже оно также, по прямым наблюдениям, и в водах гидротерм, поэтому очень низкие изотопные отношения Sr являются индикаторами эндогенного (базальтового) вещества, очень высокие – терригенного. Таким образом, анализ изотопов Sr открывает весьма широкие возможности для установления вклада эндогенного вещества. Реальный изотопный состав Sr океанских вод возник вследствие смешения экзогенной доли этого элемента (речной сток) и эндогенной (гидротермы базальтового ложа). Детальные исследования и подсчеты позволили установить, что для снижения изотопного отношения Sr речных вод до значений, существующих в воде океана, необходимо, чтобы поступление эндогенного Sr было в 6 раз больше, чем экзогенного ($4{,}14 \times 10^{12}$ г/год эндогенного Sr против $0{,}59 \times 10^{12}$ г/год поступающего с речными водами). Превышение в несколько раз эндогенного материала над экзогенными для Sr соответствует данным для Mn, т.е. факт поступления очень большого – определяющего для океана – количества эндогенной доли элемента подтверждается и этим методом.

Для выноса такого количества Sr из горячей базальтовой лавы необходимо, чтобы через нее ежегодно проходило около $4{,}5 \times 10^{17}$ г/год морской воды, что соответствует определениям, сделанным по тепловому потоку (см. ниже) и поступлению изотопов He. Получается, что вся вода океана проходит через стадию гидротерм 1 раз в 3 млн. лет, или 200 раз за время фанерозоя и 1000 раз за время существования океанских вод. Эти цифры убеждают нас в том, что в формировании состава океанских вод эндогенный материал имеет первостепенное и крупное значение. Воды океана образуются при смешивании "гранитоидных вод" (с высоким отношением изотопов Sr), поступающих в океан с речным стоком с континентов, и "базальтоидных" (с низким отношением изотопов, типичным для активных хребтов), поступающих с гидротермами.

Сопоставим эти данные с определением еще одним независимым методом – изучением теплового потока на разрезах через срединные хребты. Анализ большого фактического материала показал, что между теоретическими значениями теплового потока и реальными (установленными прямыми измерениями на дне термоградиентометрами) существует значительная разница: реальные значения близ гребней активных хребтов гораздо ниже теоретических, по мере удаления

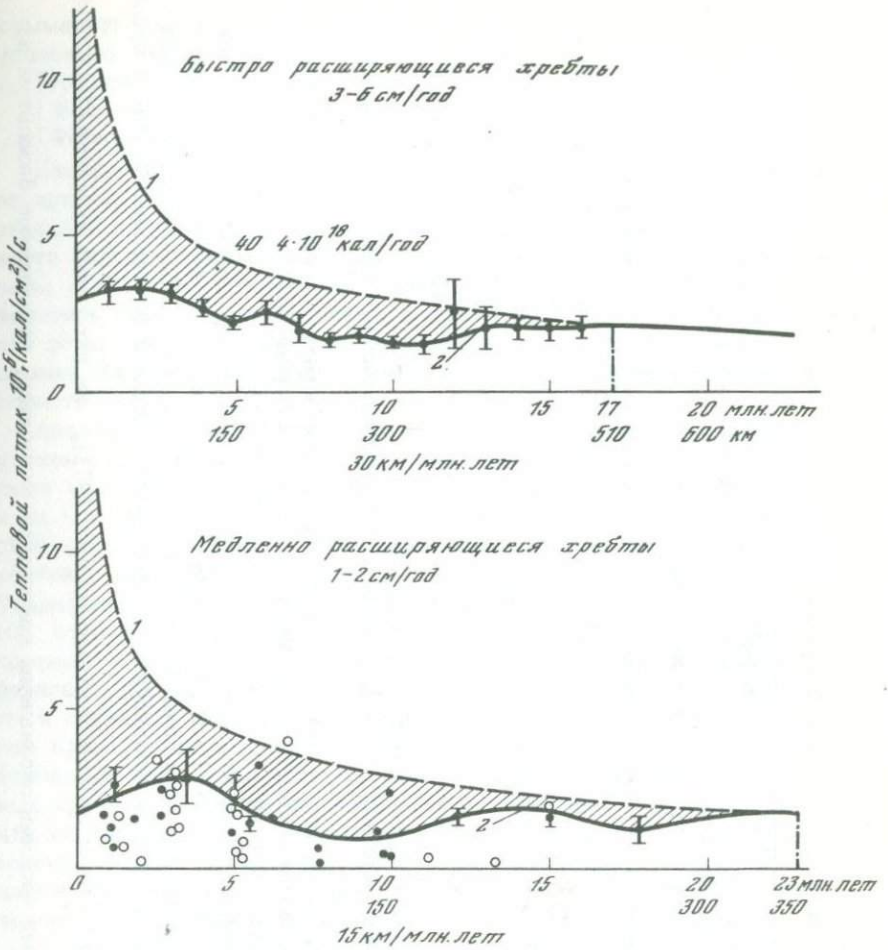


Рис. 8. Распределение теплового потока на разрезе через активные хребты океана

Заштрихованное поле – разница между теоретическим (1) и наблюдаемым (2) значениями, связанная с охлаждением гидротермами [Wolery, Sleep, 1976, p. 251], штрихпунктир – момент завершения остывания новообразованной океанской коры

от хребтов они сближаются с теоретическими, а на расстоянии 600–1000 км от них совпадают. Это объясняется охлаждением океанской водой разогретых до высокой температуры лав, которые генерируются в осевой зоне хребта, т.е. гидротермальным процессом (рис. 8). Имеется несколько определений объема воды океана, необходимого для охлаждения базальтов. Полученные разными авторами и в разное время значения (в 10^{19} кал/год), определяющие

Таблица 2

Вклад эндогенного вещества в баланс элементов в океане, млн.т/год

Элемент	Сток с континентов общий и растворенный (в скобках)	Холодное выветривание на дне (0–20°С)	Горячий контакт			Общее поступление из базальтов ложа, млн.	% стока с суши
			гидротерм	эффузивов	Всего		
Fe	200(15)	5–18	0,8	17	17,8	22–39****	11–20
Mn	15,5*	0,1–0,3	1,4	0,2	1,6	1,6–1,9	10–12
Ca	480(480)**	8–57	65–135		65–135	73–192	15–40
Mg	131***	1–11	–65		– 5	–54 – –65	Захват базальтом ~50
Si	427	80	70	0,03	0,03	60–170*****	14–40

* Взвешенный и растворенный сток с суши [Garrels, Perry, 1974].

** По Гаррелсу и Маккензи [Garrels, Mackenzie, 1971], поставка Ca за счет гальмиролиза составляет 187×10^{12} г/год [Hart, 1973].

*** В термальных водах Исландии, по Древеру [Drever, 1974] и экспериментальным данным, отмечается захват из океанской воды базальтом большей части Mg; количество поставляемого Mg при гальмиролизе сильно колеблется, максимальное значение -121×10^{12} г/год [Hart, 1973].

**** Концентрация в гидротермах океана, ppm: Mn – 4–5, Fe – 0,4–4 [Wolery, Sleep, 1976]. Поставка выветриванием, 10^{12} г/год: Mn – 0,79, Fe – 59 [Hart, 1973]. Мощность выветренного слоя базальтов принимается в 660 м. Поступление из подводных вулканов, 10^{12} г/год: Mn – 0,2, Fe – 17. Главная часть эндогенного Fe и Mn накапливается в виде металлоносных осадков. Взвешенный и растворенный сток с суши по Макензи [Mackenzie, 1976].

***** Поступление кремнезема, 10^{14} г/год: эндогенного – 6,9 [Hart, 1973], из подводных вулканов – 0,00003 [Calvert, 1968].

Примечание. Отрицательными числами обозначены количества элементов, захваченные базальтом из воды.

суммарную мощность гидротермальной системы океана по наблюдениям теплового потока, дают хорошее совпадение:

[Любимова и др., 1976]	6,9
[Williams, von Herzen, 1974]	6,4
[Wolery, Sleep, 1976]	4,0

Близкие величины получены еще двумя независимыми методами: по притоку He – $4{,}9 \times 10^{19}$ кал/год [Jenkis et al., 1978] и по анализу изотопного состава Sr. Наиболее вероятная величина мощности гидротермальной системы океана, которую можно сейчас принять, – $4{,}6 \times 10^{19}$ кал/год. Таким образом, около 30% всех теплопотерь Земли сосредоточены в узком (600–1000 км) поясе осевой зоны срединных хребтов, занимающей по площади около 1% дна океана. Активные срединные хребты – главнейшая гидротермальная область океана.

Анализ изменений базальтов из рифтовых зон хребтов под действием гидротерм, а также наблюдения в термальных скважинах суши (в особенности на океанских островах – Исландии, Азорских и др.) и лабораторные эксперименты (взаимодействие горячей морской воды с базальтом) убеждают в том, что процесс, идущий на контакте вода–базальт, по природе своей высокотемпературный. Температура лавы, контактирующей с водой, достигает 1000–1200°C. На основании комплекса вторичных минералов и изотопного состава элементов в "остатках гидротерм", сохраняющихся в базальтах (жилы и вкрапления), удается установить, какие элементы и с какими изотопными отношениями участвуют в гидротермальном процессе на дне океана, создать модель этого процесса (табл. 2). Океанская вода проникает в толщу базальтов в срединных хребтах до глубин по крайней мере 4–5 км от поверхности дна, что подтверждается изотопным анализом O и комплексами вторичных минералов. При этом вода нагревается, приобретает кислую реакцию и восстановительную среду, выщелачивает из свежих базальтов значительное количество элементов, переводя их в раствор.

О высокой проницаемости базальтов ложа свидетельствует то, что во всей обширной области современного вулканизма Исландии в условиях влажного климата нет ни одной реки: все атмосферные осадки уходят в базальты, не образуя поверхностной дренажной сети (рис. 9). В том же убеждает анализ вод из скважин Исландии, состав которых свидетельствует о связи с океаном, а также данные прямых наблюдений за выходами гидротерм с подводной лодки "Алвин" в пяти гидротермальных областях изученной части Галапагосского рифта [Corliss et al., 1979]. Термальные воды, смешанные с придонными, имели здесь температуру до +17°C (температура придонной воды около +2°C) и выходили не из крупных трещин, а из мелких (2–10 см) отверстий в пиллоу-лавах, причем дебит вод составлял 2–10 л/с. Эти области часто были окутаны белыми шлейфами в воде, а также белыми и черными налетами на базальтах. Белый "молочный" материал оказался элементарной S, что установлено при анализе взвеси. Дно океана в рифтовых зонах, та-

ким образом, подобно ситу, через отверстия которого поступает эндогенное вещество, быстро разбавляемое придонными водами.

В срединных хребтах непрерывная сейсмическая активность ведет к дроблению горячих новообразованных базальтов и постоянному обновлению их контактов с водой. Контакты вода–базальт в срединных хребтах не поверхностные, а объемные, захватывающие всю массу новообразованных базальтов. Срединные хребты можно уподобить химическому реактору, где горячие реагенты непрерывно перемешиваются:

Длина глобальной системы хребтов	60 тыс. км
Средняя глубина	2,7 км
Ширина рифтовой зоны	25 ± 7 км
Количество океанской воды, взаимодействующей с базальтами	$4{,}14\times10^{12}$ г/год
Площадь новообразованного (базальты) дна в срединных хребтах	2,94 км^2/год
Средняя мощность базальтового слоя	5 км
Объем горячих базальтов, поступающих на дно в хребтах	14,7 км^3/год
Температура горячих базальтов	1000–1200°С
Поступление базальтов в форме подводных гор–вулканов	0,015 км^3/год
Твердый сток с суши	12 км^3/год (~80%)*
Продукты вулканизма активных окраин (андезитовая зона)	3 млрд.т/год (~7%)*

*От объема базальтов активных хребтов.

Очень важные результаты для оценки поставки элементов в воду были получены в ходе лабораторных исследований взаимодействия вода–базальт при разных температурах [Mottle et al., 1974; Hajash, 1975; Bischoff, Dickson, 1975; Seyfried, Bischoff, 1977; и др.] и особенно при сопоставлении полученных данных с наблюдениями в глубоких скважинах Исландии, расположенной в приподнятой части срединного хребта Атлантического океана [Arnorsson et al., 1978; Björnsson et al., 1972; Mahon, 1970; Olafsson, Riley, 1978], а также на Азорских островах [Muecke et al., 1974]. При $T>200$°С раствор морской воды становится кислым, имеет восстановительную реакцию, обогащен Na, Ca и Cl. С ростом температуры отмечается быстрое увеличение содержания и растворе Fe, Mn, Cu, Si, Ca, более медленное повышение содержания K и очень заметное снижение содержания Mg. Содержание Al практически не меняется.

В экспериментах и по данным натурных наблюдений в скважинах при горячем взаимодействии вода–базальт в базальтах возникает сходный комплекс вторичных минералов: серые и зеленые смектиты (на образование которых идет значительная часть Mg из раствора), ангидрит, альбит, тремолит–актинолит, халькопирит и сульфиды

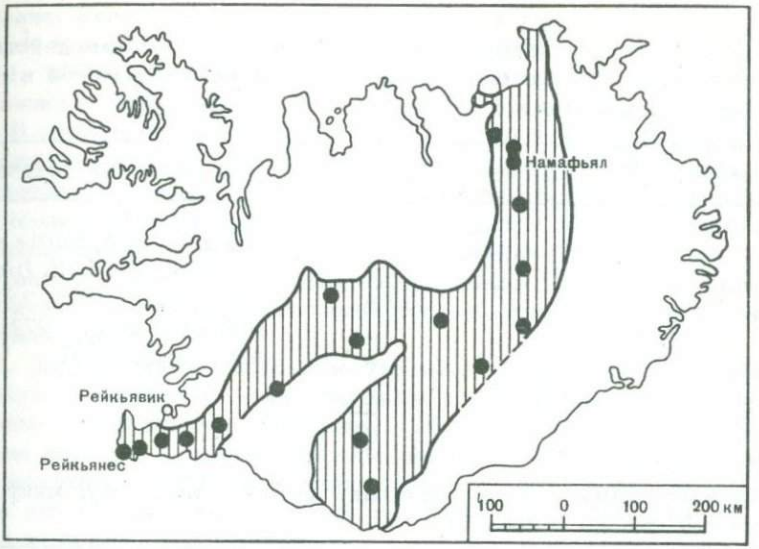


Рис. 9. Области развития высокотемпературных геотермальных полей Исландии – приподнятой части срединного хребта Атлантического океана [Arnorsson et al., 1978]

Кружки – области высокотемпературных гидротерм; штриховка – пояс современного вулканизма

Fe и Cu, пирротин, гематит, тальк и др. Во всех случаях базальты при горячем взаимодействии с морской водой теряют Fe, Mn и многие малые элементы. Процессы миграции элементов из базальтов продолжаются и после их остывания (подводное выветривание – гальмиролиз) (табл. 3).

По данным экспериментов и наблюдений за содержанием элементов в гидротермальных скважинах, Волери и Слип [Wolery, Sleep, 1976] сделали приблизительный подсчет поступления нескольких элементов из эндогенных источников в океане и пытались сопоставить его с поступлением с суши (растворенная и взвешенная части) (см. табл. 2). Из этих подсчетов следует, что поступление эндогенного кремнезема составляет 10–40% речного стока с суши, т.е. весьма значительно, однако далеко не достигает тех значений эндогенного вклада, которые были установлены нами выше при подсчетах в Тихом океане методом абсолютных масс или по изотопии He. Причина этих расхождений – в ошибочной методике оценки вклада экзогенного вещества в океанскую седиментацию, что дает ошибку в его соотношении с эндогенным вкладом. Эта методика подсчета применяется практически всеми исследователями, т.е. ошибка становится систематической.

По определениям последних лет, взвешенный сток составляет, по А.П.Лисицыну [1974] (с учетом территории СССР), 18,5 млрд.т,

Таблица 3

Миграция химических элементов в результате взаимодействия океанской воды с базальтами ложа океана при высокой и низкой температуре

Элемент	200–400°С	0–20°С	Литературный источник
Ca	+	+	[Hajash, 1975; Mottle et al., 1974; Bischoff, Dickson, 1975; Hart, 1973, 1976; Björnsson et al., 1972; Wolery, Sleep, 1976]
Mg	–	±	
Na	–	±	
K	+	–	
SiO_2	+	+	
Al_2O_3	+	?	
Fe	+	±	
Mn	+	+?	

Примечание. Плюс – переходит из базальта в воду; минус – переходит из воды в базальт.

растворенный – 3,2 млрд. т, т.е. всего в океан поставляется 21,7 млрд. т/год продуктов денудации суши. Эта величина твердого стока близка к определению Холемана [Holeman, 1968] (без учета территории СССР) – 18,3 млрд.т. Мартин и Майбек [Martin, Meybeck, 1978, 1979] приводят результаты определений взвешенного и растворенного материала в водах крупнейших рек мира. К сожалению, их наблюдения не охватывают годового цикла, в особенности паводкового времени, поэтому, естественно, результаты определений несколько занижены для взвешенного стока и завышены для растворенного – соответственно 15,5 и 5,6 млрд.т. Величина суммарного стока – 21,1 млрд.т/год – совпадает с определениями А.П. Лисицына [1974] (21,7 млрд.т). Небольшие отклонения вероятны в будущем в связи с тем, что прямых определений для рек юго-востока Азии, дающих около 35% твердого стока, пока недостаточно. Попадает ли вся эта колоссальная масса осадочного материала (21–22 млрд.т) в океан?

Обычно, определив величину взвешенного и растворенного стока рек, делят ее на площадь дна океана и получают интенсивность питания осадочным материалом различных водоемов и океана в целом. Правомерно ли это? Нет, неправомерно по крайней мере по двум важнейшим причинам.

1. Известно, что основная часть (более 90%) взвеси и значительная часть растворов при попадании из рек в зону смешения с морскими водами (области эстуариев в гидрологическом понимании, которое отлично от понимания геоморфологического) осаждается. В эстуариях происходят процессы лавинной седиментации, ее скорости в тысячи, десятки, а иногда и сотни тысяч раз выше, чем

в океане. Если в океанах наиболее распространены скорости 1–5 Б[1], то в эстуариях они достигают 10 000 Б и более [Лисицын, 1974, 1979]. Разница в скоростях седиментации соответствует и разнице в содержании взвеси в речной и океанской воде в тысячи раз. В настоящее время накоплены прямые данные по лавинной седиментации в эстуариях для отдельных элементов, в том числе и материалы нескольких специальных геохимических устьевых экспедиций, проведенных за последние 10 лет отделом физико-геологических исследований ИО АН СССР (реки бассейна Северного Ледовитого океана, Черного, Каспийского, Балтийского морей), а также независимо, зарубежными исследователями. Эти данные будут рассмотрены далее.

2. Другое важное обстоятельство касается интенсивного обмена веществом и энергией между океанами и отдельными морями и океаном. Было показано [Лисицын, 1964], что масштабы этого обмена взвесью и растворенными формами элементов намного выше, чем масштабы поступления вещества из рек, т.е. отнесение материала рек к отдельным водоемам возможно лишь при отсутствии связи этих водоемов с океаном.

Данные по осаждению взвешенного и растворенного материала речных вод на барьере река–море (в эстуариях и дельтах) и поведению разных элементов и их форм на этом важнейшем седиментационно-геохимическом барьере приводят к следующим выводам кардинального значения.

Общее содержание взвеси на барьере падает очень быстро от среднего для рек 510 мг/л [Лисицын и Гордеев, 1974; Гордеев, Лисицын, 1978] до среднего для океанских вод значения 0,1–0,2 мг/л, т.е. здесь имеет место снижение средней концентрации взвешенного осадочного материала в 2–5 тыс. раз. Данные по осаждению в эстуариях – зонах смешения пресных и морских вод – колеблются в зависимости от специфики местных условий: в эстуариях рек Азово-Черноморского бассейна осаждается около 83% выносимой ими взвеси, в дельте Амазонки – 95% и т.д. В среднем в эстуариях осаждается, т.е. не проникает в моря и океаны и не участвует в осадочном процессе в океане, около 90% взвешенного материала (твердого стока) рек. Осадки эстуариев весьма специфичные, переходные от континентальных к морским. Большинство исследователей выделяют эстуарии в особые осадочно-породные бассейны. Их отложения накапливаются в областях развития коры континентального типа, мощности таких линзовидных скоплений достигают 10–15 км, что приводит к эвстатическому прогибанию коры. Подавляющая часть осадочного материала рек отлагается в эстуарных осадочно-породных бассейнах, являющихся локальными образованиями, и участия в осадочном процессе в морских и океанских водоемах не принимает. Поэтому и распределение

---

[1] Б – единица скорости осадкообразования (ед. Бубнова): 1 Б = = 1 мм/1000 лет.

речного стока на единицу поверхности дна океана из расчета всей его массы является ошибочным. Так, средние "балансные" подсчеты приводят к искажению природной действительности.

Для разных элементов снижение концентрации на барьере река-море различно. Так, для макроэлементов, образующих собственные минеральные формы (особенно для наиболее распространенных алюмосиликатов), общее убывание соответствует убыванию взвеси, где они составляют главную часть обломочных и глинистых минералов (кремнезем, Al, Fe, Mn). Ко второй группе относятся элементы, не образующие собственных минералов, или элементы, имеющие малые кларки. Их поведение на этом барьере определяется сочетанием двух противоборствующих процессов: сорбции и соосаждения с макроэлементами (в основном с гидроокислами и коллоидными гуминовыми кислотами), с одной стороны, и десорбции из речной взвеси при ее попадании в море – с другой. В табл. 4 приведены данные наших наиболее надежных прямых определений по потере из речных вод (взвесь и растворы) наиболее важных элементов на барьере река-море.

Прямые наблюдения в эстуариях и данные лабораторных экспериментов дают важные материалы для понимания протекающих здесь процессов.

1. Процесс флоккуляции и осаждения частиц при смешении речных и морских вод очень быстрый: главная часть осаждается за 0,5 ч, через 1 сут оседает практически весь содержавшийся в исходной речной воде взвешенный материал. Осаждение идет не в форме опускания отдельных частиц речной взвеси, а путем быстрого их слипания, образования крупных хлопьев – флоккул, в сложении которых важную роль играют растворенные в речной и коагулирующие в морской воде ОВ, коллоиды. Эти соединенные в флоккулы частицы образуют вязкие или стойкие к размыванию осадки эстуариев.

2. Главная часть речной взвеси осаждается при солености от 5 до 20 ppm, т.е. при солености, много ниже нормальной морской (34 ppm). Здесь образуются необычные для океана отложения, богатые типичными для почв суши гуминовыми и фульвокислотами.

3. При соосаждении, кроме элементов речной воды, захватываются также частично элементы из морской воды, т.е. удаленного вещества оказывается больше, чем содержалось в речной воде, в частности выпадает в флоккулах до 200% P и до 115% Fe (от их содержания в речной воде), что можно объяснить (по отношению к речной взвеси) только захватом из морской воды. Таким образом, осадочно-породные бассейны эстуариев не только поставляют в океан, но и захватывают часть элементов из океана.

4. Флоккулы осаждаются не только непосредственно под гидрофронтами, но и разносятся течениями на значительные расстояния, образуя подводные конусы выноса и дельты. Мощность осадков в них составляет до 10–15 км, при средней для океана около 0,5 км. По всем показателям эта область лавинной седиментации кардиналь-

Таблица 4

Потеря элементов на барьере река–море, % от речного стока

Элемент	Взвесь	Раствор
Al	83–95	20
Si	83–95	30
Fe	95	20
Mn	47	30
Zn	90	35–45
Cu	75	40
Гуминовые кислоты	–	60–80
ОВ	–	3–11

но отличается не только от пелагических областей, но и от прилежащих участков шельфа.

5. В эстуарных осадочно-породных бассейнах отмечается геохимическая ассоциация Fe, Mn, P и Al с $C_{орг}$ и гуматами, которая типична для умеренной гумидной зоны. Для экваториальной гумидной зоны типично обогащение Al, Ti, Fe. В ледовых и аридных зонах речной сток отсутствует и эстуарных осадочно-породных бассейнов нет (кроме отдельных "проходных" рек, например Нила).

Наиболее убедительные доказательства осаждения подавляющей части осадочного вещества, поступающего с речным стоком, и главнейших с ним связанных химических элементов дают прямое изучение взвеси в океане и в особенности впервые выполненные нами подсчеты абсолютных масс разных элементов, проникающих в пелагиаль океана, т.е. за пределы шельфа и склона.

Методом взвешивания по составленным впервые для Мирового океана картам абсолютных масс [Лисицын, 1974, 1979] удалось установить, что ежегодно на дне Мирового океана осаждается 115 млн.т Fe. Из ежегодного речного стока 200 млн.т взвешенного и 15 млн.т растворенного Fe через эстуарии проходит соответственно около 5 и 80% (см. табл. 4), т.е. всего 22–35 млн.т. Тогда за счет эндогенных источников должно поступать около 80–90 млн. т. Это близко к приведенным выше прямым определениям разными независимыми методами – 40–50 млн.т. Таким образом, в среднем около 35–40% Fe на дне океанов имеют эндогенную природу, 55–65% – экзогенную.

Для Mn прямым взвешиванием по новым картам абсолютных масс определено накопление в пелагиали в год 8,35 млн. т, а поступление с суши (после прохождения эстуарного барьера и потери 53% взвешенного и 70% растворенного Mn от исходной концентрации в речной воде) составляет всего 1,6–2 млн.т. Разница в 6 млн.т относится к эндогенному поступлению. Она близка к определениям

по притоку He – около 10 млн.т и выше, чем определенная по тепловому потоку (1,6–1,9 млн.т/год). Вклад эндогенного Mn в осадки пелагиали океана составляет, таким образом, около 70%.

Для ряда элементов (Mg, K и др.) имеет место не поступление их дополнительных порций из глубин, а, наоборот, захват из морской воды в ходе соосаждения. Особенно ярко это видно по повышенным содержаниям $C_{орг.}$, N, P в металлоносных осадках, куда эти элементы захватываются флоккулами из воды.

В определении вклада эндогенного вещества в океанскую седиментацию нельзя оперировать средними цифрами, что обычно делалось и приводило к грубым ошибкам. Необходимо отдельно рассматривать области лавинной седиментации (эстуарии, дельты), где безусловно доминирует экзогенный материал, шельфы и материковый склон, где господство терригенной составляющей также сохраняется, и пелагические (глубже 3 тыс. м) области – главную по площади (77%) часть океана, где вклад эндогенного вещества составляет не 1–2%, как считалось ранее, а (для ряда элементов) от 50 до 75% и более их общего содержания в осадках пелагиали. Это коренным образом меняет наши представления о соотношении вклада эндогенного и экзогенного вещества, о роли эндогенного вещества в океанском осадкообразовании.

Принципиальный смысл описанного явления состоит не только в поступлении в пелагиаль океана из активных хребтов больших количеств эндогенного вещества, сопоставимых с их стоком с континентов, а для ряда металлов даже превосходящих его. Другой важнейшей с точки зрения геохимии океана стороной этого процесса является то, что это вещество в своей подавляющей части представлено оксигидратами Fe и Mn, т.е. свежими сорбентами исключительно высокой активности. Вдали от берегов в придонные слои поступают многие миллионы тонн сорбентов. Они извлекают из воды растворенные формы элементов (это прослеживается по снижению в области гидротерм концентрации растворенных Cu, Ni и других элементов). Выявляются, таким образом, два мощных механизма: 1) поставки дополнительных количеств ряда элементов в воду и 2) извлечения растворенных элементов из воды. Масштабы этих процессов (даже при всей неточности оценок) колоссальны.

Пока не следует переоценивать точность полученных значений эндогенного вклада, это, скорее, порядок величин. Однако совершенно несомненно, что поставка эндогенного вещества в океаны и сорбция ими элементов – это механизмы глобальных масштабов, роль которых в пелагиали оказывается для многих элементов значительнее, чем значение стока с континентов. Геохимия пелагиали океанов, таким образом, все более становится геохимией эндогенного вещества, т.е. все более удаляется от прежних представлений о механической и химической дифференциации вещества по мере удаления его от континентальных источников.

Проведенный анализ дает возможность считать, что главное значение в поставке эндогенного вещества играют не вулканические

пояса островных дуг с катастрофическими извержениями и не океанские вулканические острова, а незаметные для наблюдателя подводные активные срединные хребты, создающие, безусловно, особую геохимическую область океана и питающие пелагиаль многими элементами. Исключительно важное практическое значение имеет то, что наряду с рассеянными концентрациями – геохимическими аномалиями – вдоль хребтов сейчас выявляются более мелкие участки с рудными концентрациями эндогенного вещества. Вероятно обнаружение на дне и рудных узлов, имеющих промышленное значение, с рудным веществом как в окисленной, так и в восстановленной (сульфидной) форме.

Литература

Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В. О роли мантийных источников рудного вещества в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых. – Геол. руд. месторожд., 1975, т. 17, № 4.

Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Мигдисов А.А. и др. О генезисе металлоносных осадков. – В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979.

Гордеев В.В., Демина Л.Л., Конкин А.М. Железо и марганец гидротермального происхождения в глубинных водах Тихого океана (Галапагосская активная зона, депрессия Хесса). В кн.: Металлоносные осадки Тихого океана. М.: Наука, 1979.

Гордеев В.В., Лисицын А.П. Средний химический состав взвесей рек мира и питание океанов осадочным материалом. – ДАН СССР, 1978, т. 238, № 1.

Живаго А.В. Морфоструктура дна юго-восточной части Тихого океана. – В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979.

Лисицын А.П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана: Результаты исслед. по прогр. МГГ. – Океанология, 1964, № 10.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1979.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О. и др. Металлоносные осадки и их генезис. – В кн.: Геолого-геофизические исследования юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976.

Лисицын А.П., Гордеев В.В. О химическом составе взвеси и воды морей и океанов. – Литол. и полез. ископ., 1974, № 3.

Любимова Е.А., Никитина В.Н., Томара Г.А. Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР. М.: Недра, 1976.

Мигдисов А.А., Богданов Ю.А., Лисицын А.П. и др. Геохимия металлоносных осадков. – В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979.

Смирнов В.И. О металлогении океана. – Геол. руд. месторожд., 1975, № 1.

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

Arnorsson S., Crönvold K., Sigurdson S. Aquifer chemistry of four high-tempterature geothermal systems in Iceland. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1978, vol. 42.

Byörnsson S., Arnorsson S., Tomasson Y. Economic evaluation of the Reykyanes thermal brine area, Iceland. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, vol. 56.
Bischoff I.L., Dickson F.W. Seawater-basalt interaction of 200 ° C and 500 bars: implication for origin of sea-floor heavy-metal deposits and regulation of seawater chemistry. – Earth. Planet. Sci. Let., 1975, vol. 25.
Böstrom K. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. – Stockholm Contrib. Geol., 1973, vol. 27, N 2.
Brass C.W. The variation of marine Sr^{87}/Sr^{86} ratio during Phanerozoic time: interpretation using flux model. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1976, vol. 40.
Calvert S.E. Silica balance in the ocean and diagenesis. – Nature, 1968, vol. 219.
Corliss S.B., Dymond J., Gordon L.I. et al. Submarine thermal springs on the Galapagos Rift. – Science, 1979, vol. 23.
Craig H., Clark W.B., Beg M.A. Exess He^3 in deep water on the Earth Pacific Rise. – Earth Planet. Soc. Let., 1975, vol. 26.
Drever J.I. The magnesium problem. – In: The Sea. N.Y., 1974, vol. 5, p. 337–357.
Dymond I.E., Hogan L. Noble gas abundance patterns in deep-sea basalts. – Earth Planet Sci. Let., 1973, vol. 20.
Edmond J.M., Gordon L.I., Corliss J.B. Chemistry of the hot springs on the Galapagos ridge axis (abstr). – Amer. Geoph. Union Trans., 1977, vol. 58.
Elderfield H. Manganese flux to the ocean. – Mar. Chem., 1976, vol. 4.
Francheteau J.C., Needham H.D., Chonkroune P., Jutean T., Seguret M., Ballard R., Fox P., Normark W. et al. Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. – Nature, 1979, vol. 277.
Garrels R.M., Mackenzie F.T. Evolution of sedimentary rocks. N.Y.: Norton, 1971.
Garrels R.M., Perry E.A. Cycling of carbon, sulfur and oxygen through geologic time. – In: The Sea. N.Y., 1974, vol. 5.
Hackett I.P., Bischoff I.L. New data on the stratigraphy, extent and geological history of the Red Sea geothermal deposits. – Econ. Geol., 1973, vol. 68.
Hajash A. Hydrothermal processes along mid-ocean ridges: an experimental investigation. – Contrib. Miner. Petrol., 1975, vol. 53.
Hart R. A model for chemical exchange in the basalt-seawater system of oceanic layer II. – Can. J. Earth Sci., 1973, vol. 10.
Hart R. Progressive alternation of the oceanic crust. – Rep. of DSDP, 1976, N 34.
Heath G.R., Dymond J. Genesis and transformation of metalliferous sediments from the East Pacific Rise, Bauer Deep and Central Basin, northwest Nazca plate. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, vol. 88.
Hedge C.E., Watkins N.D., Hildreth R.D., Doering W.P. Sr^{87}/Sr^{86} ratios in basalts from islands in the Indian ocean. – Earth and Planet. Sci. Let., 1973, vol. 21.
Holeman I.N. The sediment yield of major rivers of the world. – Water Resourses, 1968, vol. 4.
Jenkins W.J., Edmond J.M., Corliss I.B. Excess He^3 and He^4 in Galapagos Submarine hydrothermal waters. – Nature, 1978, vol. 272.
Lonsdale P. Clustering of suspension-feeding macrobenthos near abyssal hydrothermal vents at oceanic spreading centers. – Deep-Sea Res., 1977, vol. 24.
Lupton J.E., Craig H. Excess He^3 in oceanic basalts: evidence for terrestrial primordial helium. – Earth Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 26.
Lupton J.E., Weiss R.F., Craig H. Mantle helium in hydrothermal plumes in the Galapagos Rift. – Nature, 1977a, vol. 267.
Lupton J.E., Weiss R.F., Craig H. Mantle helium in the Red Sea brines. – Nature, 1977b, vol. 266.
Lyle M. Estimation of hydrothermal manganese input to the oceans. – Geology, 1976, vol. 4.

Mackenzie F.T. Sedimentary cycling of global process. – In: The Sea. N.Y., 1976, vol. 6.
Mahon W.A. Geochemistry in the exploration and exploitation of hydrothermal systems. – Geotherm. Spec. Iss., 1970, vol. 2.
Martin J.M., Meybeck M. The content of major elements in the dissolved and particulate load of rivers: Biogeochemistry of estuarine sediments. – In: Proc. UNESCO Score Workshop, 23 Nov. – 3 Dec., 1976. Paris: UNESCO Press, 1978.
Martin J.M., Meybeck M. Elemental mass-balance of material carried by major World rivers. – Mar. Chem., 1979, vol. 7.
Mottle M.J., Corr R., Holland H.D. Chemical exchange between sea water and mid-ocean ridge basalt during hydrothermal alterations – an experimental study. – Geol. Soc. Amer. Abstr., 1974, vol. 6.
Muecke G.K., Ade-Hall J.M., Aumento F. et al. Deep drilling in an active geothermal area in the Azores. – Nature, 1974, vol. 252.
Olafsson J., Riley J.P. Geochemical studies of the thermal brine from Reykjanes (Iceland). – Chem. Geol., 1978, vol. 21.
Peterman Z.E., Hedge C.E. Related strontium isotopic and chemical variations in oceanic basalts. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, vol. 82.
Scott R.B., Rona P.A., McGregor B.A., Scott M.R. The TAG hydrothermal fields. – Nature, 1974, vol. 251.
Seyfried W., Bischoff J.L. Hydrothermal transport of heavy metals by seawater: the role of seawater/basalt ratio. – Earth Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 34.
Spooner E.T.C. The strontium isotopic composition of seawater and seawater-oceanic crust interaction. – Earth and Planet Sci. Let., 1976, vol. 31.
Subbarao K.V., Hedge C.E. K, Rb, Sr and Sr^{87}/Sr^{86} in rocks from the Mid-Indian Ocean Ridge. – Earth Planet. Sci. Let., 1973, vol. 18.
Weiss R.F. Hydrothermal manganese in the deep sea: scavenging residens time and Mn/He^{3} relationships. – Earth and Planet. Sci. Let., 1977, vol. 37.
Weiss R.F., Lonsdale P.F., Lupton J.E. et al. Hydrothermal plumes at the Galapagos Rift. – Nature, 1977, vol. 267.
Williams D.L., Herzen R.P. von. Heat loss from the Earth: new estimate. – Geology, 1974, vol. 2.
Wolery T.D., Sleep N.H. Hydrothermal circulation and geochemical flux at mid-ocean ridges. – J. Geol., 1976, vol. 84.

УДК 549+551.35(261/264)

А. Г. КОССОВСКАЯ, В. Д. ШУТОВ, И. М. СИМАНОВИЧ

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВА РАЗВИТИЯ ПРОБЛЕМЫ ЭПИГЕНЕЗА (ПРЕДМЕТАМОРФИЗМА) НА КОНТИНЕНТАХ И В ОКЕАНАХ

Современное состояние проблемы регионального эпигенеза (предметаморфизма). История изучения эпигенетического преобразования алюмосиликатных кластогенных пород в метаморфические, или история предметаморфизма, насчитывают около 25 лет. В настоящее время, вероятно, трудно найти регионы развития терригенных комплексов, особенно связанных с нефтеносностью или угленосностью, в которых не были бы выявлены зоны эпигенеза.

Причиной массового изучения регионального эпигенеза явилась прежде всего разработка и относительная простота микроскопического стадиального анализа и широкое применение рентгеноструктурного изучения глинистых минералов, являющихся чуткими индикаторами определенных P–T условий. С помощью этих методов зоны регионального эпигенеза, или предметаморфизма, удается выделить задолго до кинетической границы метаморфизма, ниже которой появляются индекс–минералы, фиксирующие ту или иную фацию регионального метаморфизма. Индекс–минералы регионального эпигенеза (предметаморфизма), которыми в терригенных комплексах служат в основном дисперсные слоистые силикаты, определяются не на минералого–микроскопическом, а на более тонком, кристаллохимическом уровне. Среди индекс–минералов эпигенеза важная роль принадлежит гидрослюдам, а точнее, "кристаллохимическим ступеням" преобразования монтмориллонита и других глинистых минералов в гидрослюду и далее в мусковит. Образование слюдистых минералов в мощных разрезах терригенных комплексов разного возраста от неогена до докембрия является глобальным процессом, значение которого трудно переоценить, поскольку он прямым образом связан с проблемой источников K в земной коре. Большое значение приобрела разработка индикаторных особенностей преобразования на разных стадиях эпигенеза и метаморфизма такого важного породообразующего минерала, как кварц.

Несмотря на успехи в исследовании постседиментационных изменений осадочных пород, нельзя, конечно, сказать, что проблема эпигенеза осадочного чехла континентов полностью исчерпана. Наиболее подробно эта проблема разработана для собственно терригенных отложений миогеосинклинальных или платформенных областей. Для эвгеосинклинальных областей, вулканических поясов активных окраин континентов изучение характера эпигенетических преобразований вулканогенных отложений и их сопряжения с контрастными типами метаморфизма – а) высоких температур и низких давлений и б) высоких давлений с относительно низкими температурами – она только еще начинает разрабатываться. Здесь в качестве индекс–минералов появляются цеолиты, кристаллохимические особенности которых делают их, подобно глинистым минералам, ценными индикаторами физико–химических и термодинамических условий. В силу этого изучение цеолитовой фации эпигенеза (или предметаморфизма) приобретает сейчас большую актуальность [Коссовская, Шутов, 1975, 1976].

Выявленная геологическая масштабность регионального эпигенеза, несомненно, ставит его сейчас на один уровень с региональным метаморфизмом. Проблема эпигенеза в последние годы существенно расширилась и усложнилась, что определилось успехами и развитием современной глобальной геологии.

Прежде всего это проблемы истории литогенеза не только осадочных пород спокойных тектонических областей – платформ и миогеосинклиналей, на которых долго были сосредоточены интересы

литологов, но и проблемы активных поясов, характеризующихся развитием вулканических процессов, – современных и древних эвгеосинклиналей или областей сопряжения коры континентального и океанического типов. Второй комплекс проблем связан с изучением осадочного чехла Мирового океана и особенностей сопряжения осадочного слоя с породами магматического субстрата, третий – с историей древних метаморфических комплексов континентальных блоков.

Таким образом, в сферу исследования эпигенеза сейчас входят не только осадочные, но и вулканогенно-осадочные и собственно вулканические породы. Ход преобразований пород определяется не только глубиной их погружения при средних значениях геотермического градиента, свойственного спокойным платформенным и миогеосинклинальным обстановкам, но и высокими значениями теплового поля активных тектонических областей. Изучение кристаллохимической истории минералов-индикаторов перешло условную границу эпигенеза и метаморфизма верхней части зеленосланцевой фации и углубилось в собственно метаморфические породы.

Вероятно, наиболее новыми в проблеме эпигенеза оказались работы по изучению изменения собственно вулканических пород, в частности базальтов, особенности преобразования которых в "осадочных" обстановках континентов и океанов, куда они попали после излияния, оказались чрезвычайно специфическими.

Познание истории зеленокаменных изменений пород древних и современных геосинклинальных областей, выяснение особенностей эпигенеза осадочного чехла океанов в связи с изменениями пород 2-го слоя были бы очень неполными, если бы оказались исключенными магматические породы. Минеральные преобразования в базальтах – это же те глинистые минералы, цеолиты и ряд других аутигенных минералов, способных в своих структурно-кристаллохимических характеристиках запечатлевать те геологические условия, в которых происходили их начальные и последующие преобразования. Этой совсем новой проблеме – проблеме вторичного преобразования основных магматических пород на континентах и в океанах, находящейся на стыке магматической петрологии и кристаллохимической аутигенной минералогии, было посвящено специальное совещание в 1979 г., организованное лабораторией генетической минералогии ГИН АН СССР, Междуведомственным литологическим комитетом и Комиссией по проблемам Мирового океана. Нет необходимости говорить, что эти вопросы прямым образом связаны с проблемой древних метаморфических комплексов и поисками критериев, позволяющих различать в кристаллохимических характеристиках минералов раннюю специфику и последующую историю пара- и ортопород. Забегая несколько вперед, отметим, что эта проблема дала материал, освещающий под неожиданным углом проблему формирования древней континентальной коры из коры океанического типа.

Геологические типы и обстановки регионального эпигенеза на континентах. Естественно, что такое расширение проблем, связанных с изучением эпигенеза, вызвало необходимость типизации этих

процессов, протекающих в разных геологических обстановках, подобно тому как в конце 1960-х годов оказалось необходимым типизировать главные минеральные фации регионального метаморфизма. Хорошо известно, что классические фации метаморфизма типа Барроу-Харкера оказались недостаточными для характеристики многообразия метаморфизма разных геологических обстановок. Миасиро [1967] в Японии, а позднее Винклером [1969], Н.Л. Добрецовым [1968] и рядом других исследователей были описаны спаренные термодинамические контрастные пояса и свойственные им фации метаморфизма. Это высокотемпературные фации низких давлений, получившие название типа Абакума, и низкотемпературные высоких давлений – тип Санбагава, или глаукофановых сланцев, свойственные островным дугам или областям с корой переходного типа от континентов к океанам.

В настоящее время можно говорить о нескольких типах регионального эпигенеза, или предметаморфизма, характерных для главных типов тектонических структур земной коры и сопрягающихся с определенными типами метаморфизма:

I – тип, свойственный терригенным сериям платформенных и миогеосинклинальных областей, а также терригенных геосинклиналей типа Верхоянской. Это типичный эпигенез погружения со значением геотермического градиента до 20°/км, который как бы продолжается метаморфическими фациями метапелитов типа Барроу.

II – тип, свойственный вулканогенным и вулканогенно-осадочным дацит-андезито-базальтовым комплексам островных дуг (кора переходного типа), с высоким геотермическим градиентом до 40°/км, приводит к появлению метаморфических фаций типа Абакума, где зеленосланцевые изменения фиксируются на глубине всего 2500-5000 м. Этот тип эпигенеза особенно подробно изучен в Японии и в последние годы на Камчатке и Сахалине [Minato, Utada, 1970; Utada, Jijma, 1971; Чудаев, 1978].

III – тип эпигенеза высоких давлений (до 5-10 кбар) и относительно низких температур, типичный для областей с крупной надвиговой тектоникой, изучен пока очень слабо, хотя некоторые индикаторные характеристики и для этого типа эпигенеза уже получены [Коссовская, Шутов, 1975, 1976].

Особняком стоит проблема океанического эпигенеза осадочного и базальтового слоев океанов, проходящего в специфических условиях тонкой высокопроницаемой океанической коры при низких давлениях и температурах и воздействия огромных масс океанической воды.

Важно, что для каждого типа характерны не только определенные термодинамические условия, но и определенный химико-минералогический состав первичных пород (или изначального алюмосиликатного материала), поступающих в последующую переработку, свойственную данной геологической обстановке, и в соответствии с этим для каждого типа эпигенеза характерны свои минеральные индикаторы. На рис. 1 приведены схематическое изображение основных

типов геологических обстановок, ведущие терригенные и вулканические комплексы, а также последующие зоны или субфации предметаморфических преобразований и их сопряжение с фациями метаморфизма.

Для терригенных комплексов платформ наиболее типичны высокоглиноземистые кварц-каолинитовые породы, связанные с разрушением кор выветривания, которые выделяются в группу кандидов и их метаморфических эквивалентов - метакандидов [Копелиович, 1958; Шутов, 1962; Симанович, 1966].

Для терригенных комплексов миогеосинклиналей типичны преимущественно кислые олигомиктово-литокластические породы со смектит-гидрослюдистыми и гидрослюдистыми глинами, проходящие хорошо известный ряд эпигенетических преобразований, вплоть до своих метаморфических аналогов, в которых появляются индекс-минералы, свойственные метаморфизму, - биотит и затем ставролит, знаменующий начало амфиболитовой фации. Классический пример - развитие всех зон этого семейства, включая верхи амфиболитовой фации - это терригенные комплексы Верхоянской геосинклинали [Коссовская, Шутов, 1956, 1976; Симанович, 1978].

В мощных разрезах пород активных областей наблюдается чередование терригенных и вулканических серий; минеральные преобразования последних развиваются через цеолитовую фацию к пренит-пумпеллит-хлоритовой и далее эпидотовой зонам, т.е. в разрезах эвгеосинклинальных областей может наблюдаться чередование метапелитов и метабазитов.

Однако "чистые" примеры эпигенетической истории формирования метабазитов характерны для эвгеосинклиналей или областей, переходных от континентов к океанам, с широким развитием вулканогенных дацит-андезит-базальтовых комплексов. Обязательным верхним членом этих комплексов является цеолитовая фация, разделяющаяся на гейландитовую и ломонтитовую зоны. Обе зоны сопровождаются железисто-магнезиальными глинистыми минералами, последовательно сменяющимися от триоктаэдрических смектитов наверху до корренситов. Ниже следуют хлорит-пренит-пумпеллитовая и далее хлорит-эпидотовая субфации, предшествующие появлению актинолита. Эти зоны откартированы во многих регионах Японии, в последние годы изучены в мощных разрезах мезозоя - кайнозоя Камчатки и Сахалина. Очень интересными являются наблюдения Шимазу [Schimazu, 1971], показавшего, что в потоках базальтов, чередующихся с дацит-андезит-базальтовыми туфами формации зеленых туфов Японии, устанавливается та же последовательность появления аутигенных минералов, что и в слоистых вулканогенно-осадочных породах. Устанавливаются четыре зоны: наверху вулканическое стекло, смектиты и разнообразные цеолиты с преобладанием гейландита, ниже появляются ломонтит и корренситы, сменяющиеся ассоциацией пренита и пумпеллита; для пород нижней зоны характерно массовое развитие эпидота, альбита, кальцита, хлорита. Эта направленная зональность может рассматриваться, по-видимому, как модель ста-

дийного развития процессов спилитизации, подтверждающая точку зрения Д.С. Коржинского [1962], который относил спилитизацию к ранним стадиям метаморфизма, и уточнившего это положение Н.Л. Добрецова [Добрецов и др., 1972], который рассматривал спилитизацию как процесс эпигенеза базальтов, протекающий в наземных условиях. Таким образом, стадийные преобразования вулканогенных комплексов Японии могут, по-видимому, рассматриваться как модель развития и постепенного формирования спилит-кератофировых формаций геосинклинальных областей.

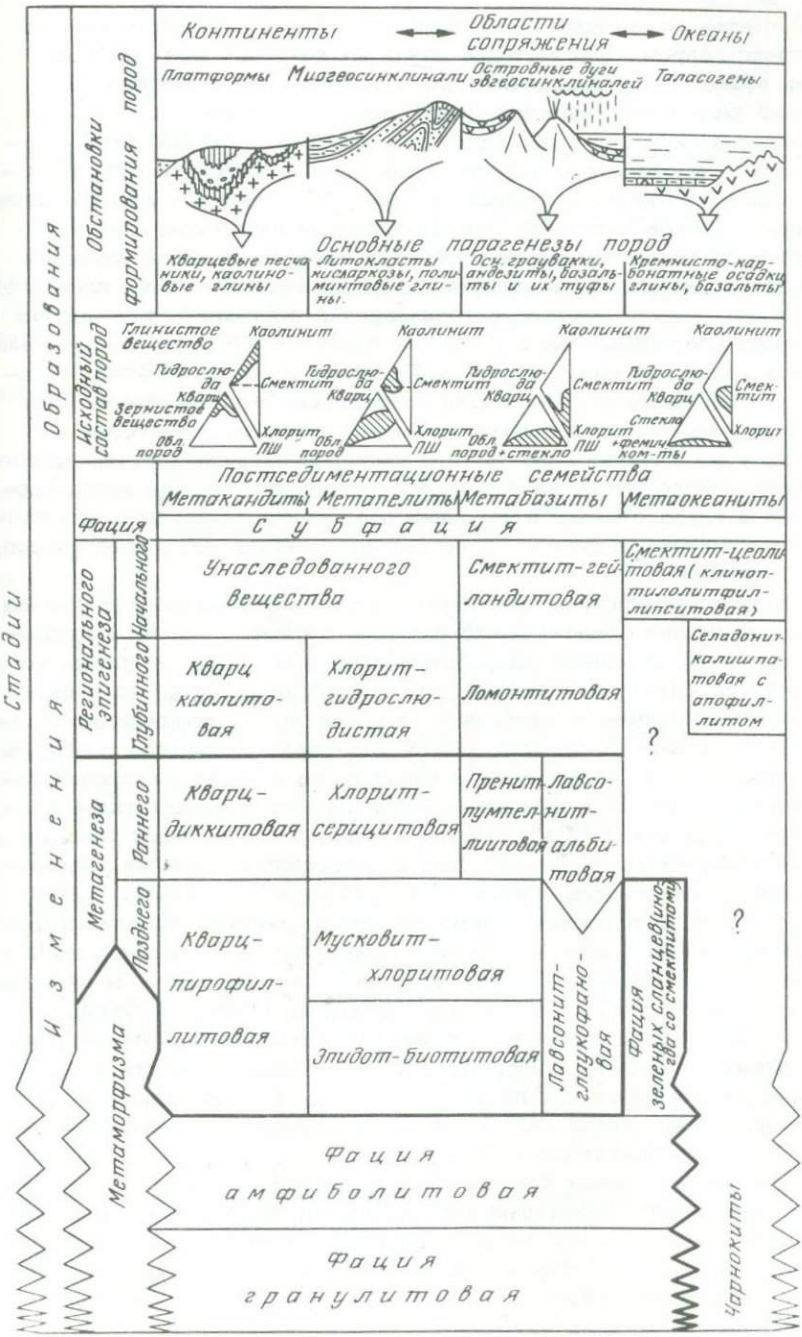
Об эпигенезе высоких давлений и относительно низких температур известно, как уже говорилось, немного. Он может быть связан как с терригенными, так и с вулканогенными комплексами, хотя больше известен для последних. На уровне цеолитовой фации, по-видимому, происходит дивергенция на зеленосланцевую и голубосланцевую ветви. В последней выделяют обычно две зоны: лавсонит-альбитовую и лавсонит-глаукофановую. Хорошим индикатором эпигенеза высоких давлений, особенно в терригенных сериях, оказываются слюды. В Швейцарских Альпах закартированы крупные надвиговые пластины, характеризующиеся появлением фенгитов полиморфных модификаций 3T и парагонитов. Эти же типы слюд, образующиеся в условиях повышенных давлений, были встречены Эрнстом и другими геологами в Пеннинских Альпах в лавсонит-глаукофановой ассоциации [Ernst, 1961]. Любопытно, что угли, ассоциирующие с породами, находящимися на лавсонит-глаукофановой стадии изменения, относятся к антрацитам, что позволяет рассматривать эту фацию скорее в рамках метагенеза, чем метаморфизма.

На рис. 1 показаны особенности смены минералов-индикаторов для уровней предметаморфизма разных литологических семейств. Для метакандидов это хорошо известный ряд каолинита – диккита – пирофиллита и далее кианита. В олигомиктовых и полимиктовых терригенных семействах хорошо известным индикатором являются слюды и хлориты. Очень четким индикатором для всех пород терригенных серий является кварц [Симанович, 1978]: в глубоком эпигенезе происходят растворение и регенерация без внутренней перестройки кварцевых зерен, в метагенезе – пластические деформации, структуры дифференциального скольжения, развитие начального бластеза, в начальном метаморфизме – исчезновение первичных типоморфных признаков – очищение кварца и развитие бластических структур и, наконец, на уровне амфиболитовой фации при температуре 573°С структура кварца приобретает наибольшую "рыхлость" и способность к новой уже собственно-метаморфической аккумуляции включений.

В вулканогенных комплексах пород с их высокой реакционной способностью и фемическим химико-минералогическим составом появляются совсем другие минералы (пренит, пумпеллит, эпидот,

---

Рис. 1. Терригенные и вулканические комплексы и их постседиментационные преобразования


Стадии
Изменения
Образования
Обстановки формирования пород
Континенты
Области сопряжения
Океаны
Платформы
Миогеосинклинали
Островные дуги
Эвгеосинклинали
Талассогены
Основные парагенезы пород
Кварцевые песчаники, каолиновые глины
Литокласты кислых эффузивов, полимиктовые глины
Осн. граувакки, андезиты, базальты и их туфы
Кремнисто-карбонатные осадки, глины, базальты
Исходный состав пород
Глинистое вещество
Зернистое вещество
Гидрослюда
Смектит
Каолинит
Кварц
Хлорит ЛШ
Обл. пород
Стекло
Кремистые ком-ты
Постседиментационные семейства
Метакандиты
Метапелиты
Метабазиты
Метаокеаниты
Фация
Субфация
Регионального эпигенеза
Начального
Глубинного
Метагенеза
Раннего
Позднего
Метаморфизма
Унаследованного вещества
Смектит-гейландитовая
Смектит-цеолитовая (клиноптилолитфиллипситовая)
Кварц каолитовая
Хлорит-гидрослюдистая
Ломонтитовая
Селадонит-калишпатовая с апофиллитом
Кварц-диккитовая
Хлорит-серицитовая
Пренит-пумпеллиитовая
Лавсонит-альбитовая
Кварц-пирофиллитовая
Мусковит-хлоритовая
Эпидот-биотитовая
Лавсонит-глаукофановая
Фация зеленых сланцев (ло со смектитом)
Фация амфиболитовая
Фация гранулитовая
Чарнокиты
?
?

хлорит, альбит), характеризующие ряд становления метабазитов (см. рис. 1).

В статье мы совсем не касаемся органического вещества, весь комплекс современных методов изучения которого мог бы быть очень эффективно использован как коррелятив определенных P–T условий изменения вещества пород разного состава.

Океанический эпигенез. Проблема океанического эпигенеза осадочного слоя океанов и подстилающего магматического субстрата – это новая проблема, исследование которой стало возможным с появлением глубоководного бурения. Полученные на сегодняшний день результаты касаются только пелагиали океанов, так как изучение шельфов и материкового подножия с их мощными толщами кластогенных пород, перспективных с точки зрения нефтеносности и других полезных ископаемых, является делом будущего – бурение шельфов еще только должно начаться. Кстати, применительно именно к этим объектам, методические приемы стадиального анализа, разработанные для отложений континентов, должны оказаться наиболее эффективными.

Сразу же следует сказать, что эпигенез океанов достаточно специфичен и мало похож на эпигенез континентов. Прежде всего бросаются в глаза отличия в строении осадочного чехла, его, как правило, небольшие мощности – несколько десятков или сотен метров, редко превышающие 1000 м.

Следует подчеркнуть, что изучение эпигенеза пород континентов и океанов пошло первоначально разными путями. Если на континентах проблемы эпигенеза разрабатывались, как уже говорилось, на примере семейств алюмосиликатных терригенных пород, то в океанах основное внимание привлекали карбонатные и кремнистые породы. Это неудивительно, если учесть не только различную мощность осадочного чехла континентов и океанов, но и резко различный состав и соотношение в нем главнейших петрографических типов осадочных образований. Как известно, изучение соотношения главных типов пород континентальных блоков проводилось многими исследователями [Виноградов, Ронов, 1956; Гаррелс, Маккензи, 1974; и др.]. Недавно наиболее точные подсчеты, учитывающие распространение осадочных пород не только континентов, но и океанов по материалам глубоководного бурения, были проведены Дависом и Сапко [Dawis, Supko, 1973] и Сибли и Вилбандом [Sibley, Wilband, 1977]. Главные отличия заключаются в значительно большей роли биогенных отложений, составляющих 80% общей мощности чехла океанов, в то время как на континентах (и на платформах, и в геосинклиналях) около 80% составляют кластогенные песчано-глинистые алюмосиликатные породы (рис. 2).

Другими причинами концентраций внимания на изучении постседиментационных изменений карбонатных и кремнистых пород служило, вероятно, то, что такой анализ было проще проводить микроскопически, с одной стороны, и, с другой – очень привлекала четкая граница глобального появления кремней, начиная с эоцена, установленная во всех океанах.

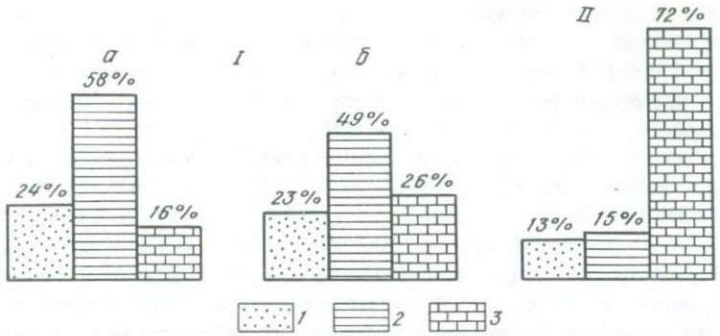


Рис. 2. Средний состав осадочного чехла континентов (I) [Sibley, Wilband, 1977] и океанов (II) [Davis, Supko] с дополнениями авторов

а – геосинклинали; *б* – платформы; *1* – пески; *2* – глины; *3* – карбонатные и кремнистые породы

Карбонатные породы. Великолепным объектом для изучения постседиментационных изменений карбонатов явилась скв. 167 (рейс 17 "Гломара Челленджера") в центральной части Тихого океана, вскрывшая почти непрерывный разрез карбонатных осадков, начиная от современных и кончая нижнемеловыми, мощностью около 1100 м. В ней четко выделяются четыре зоны: 1) 0–200 м (современный–миоцен) – малоизмененные кокколитовые илы, пористость в которых уменьшается от 80–85 до 60%; 2) 200–600 м (олигоцен–поздний эоцен) – мягкий писчий мел с незначительной перекристаллизацией отдельных участков, пористость уменьшается до 50–45%; 3) 600–800 м (средний эоцен – коньяк) – начальное растворение раковин фораминифер, значительная перекристаллизация кокколитов, появление окремнения, иногда кремней, минимальная пористость около 40%; 4) ниже 830 м – окремнелые известняки с прослоями кремней.

Кремнистые породы. Очень много работ посвящено изменению кремнистых пород и генезису кремней, пользующихся поразительно широким распространением в океанических отложениях начиная с эоцена. Приведены веские доказательства эпигенетического преобразования кремнистых илов по схеме биогенный кремнистый ил (А–опал)–порцелланит (опал С–Т или неупорядоченный кристобалит)–халцедон (криптокристаллический кварц). Однако в этой большой и специальной проблеме остается много нерешенных вопросов. Далеко не очевидно, что процессы перестройки кремнезема связаны только с эпигенезом погружения пород на определенную глубину. Некоторыми исследователями предполагается существенная роль фактора времени. Высказано предположение, что 40 млн. лет – оптимальный срок трансформации биогенного опала в опал С–Т и далее в халцедон, что и является причиной массового развития кремния начиная с эоцена. Не исключено, как нам кажется, что

появление кремней связано с региональным прогревом, свойственным определенным геологическим эпохам. При изучении разрезов скважин Тихого океана границы определенного типа кремнистых пород с камерами радиолярий, заполненными криптокристаллическим кварцем, выделяются очень резко.

Многофакторность процесса преобразования кремнезема рассмотрена недавно Кастнер с соавторами [Kastner et al., 1977]. Проведенные экспериментальные исследования привели авторов к заключению, что скорость перехода аморфного опала в кристобалит и халцедон прямым образом связана с литологическим составом. При перекристаллизации карбонатов образующаяся щелочная среда резко ускоряет трансформацию опала и способствует его непосредственной перекристаллизации в халцедон, минуя стадию неупорядоченного кристобалита. Примесь глинистого материала замедляет этот процесс, а также делает обязательной стадию кристобалита. Чередование в разрезах порцеланитов и кремней объясняется, очевидно, этим процессом.

М.А. Левитаном [1979] детально рассмотрены особенности постседиментационных преобразований различных петрографических типов пород в океанах. Подчеркнута специфика преобразований – различная скорость литификации и уменьшение пористости в пелагических осадках в условиях высокого гидростатического давления и действия "эффекта взвешивания" (глубина 5 км и более), а также в приконтинентальных отложениях (глубина до 3 км), где доминирует гравитационное уплотнение.

Однако очевидно, что в океанах, как и на континентах, именно алюмосиликатные породы могут дать наиболее полную информацию как о происхождении осадочного слоя, так и об особенностях его эпигенеза, метаморфизма, характера сопряжения с магматическим субстратом. Так как основным типом алюмосиликатных пород в осадочном слое океанов являются глины, то естественно, что основное внимание было сосредоточено на изучении глин и установлении минеральных парагенезов глинистого вещества с сопутствующим более крупнозернистым материалом: вулканическими стеклами разных типов и другими компонентами (кварцем, полевым шпатом), а также аутигенными образованиями – цеолитами, рудными компонентами. Эти типичные парагенезы с характерными для них индикаторами – "ключевыми" минералами, связанные с различными геологическими обстановками и разными источниками питания, должны будут в конечном итоге дать объективную картину баланса питания океанов и истории формирования и изменения алюмосиликатного вещества 1-го океанического слоя. Такого рода работа выполнена авторами на примере изучения Тихоокеанского профиля от Японии до Панамы по материалам скважин рейсов 6, 8, 9, 16, 20, 32, 33, 34, полученных из Национального фонда США. Представление о происхождении глин, связанных с возможным приносом терригенного материала, обосновывалось материалами более ранних работ в Атлантическом океане, выполненных в рейсах 2 и 38.

Совокупность полученных результатов позволила заключить, что "континентальный" материал играет существенную роль только в осадках приконтинентальных областей, внутренних морей или близких к континентам участков с высокими скоростями осадконакопления [Коссовская, Шутов, 1975].

Как известно, долгое время считалось, что происхождение пелагических глин связано с поступлением материала с континента. Совсем недавно А.П. Лисицын (см. статью "Вклад эндогенного..." в наст. сб.) на большом фактическом материале показал специфику океанического осадконакопления терригенного материала: 1) крайне незначительный принос терригенного материала в пелагиаль – 92,2% обломочного материала осаждается по периферии океана и только 7,8% проникают в пелагиаль (1,72 из 22,1млрд.т); 2) глубокая переработка этого материала осуществляется биосом при процессах биоаккумуляции и биофильтрации.

Наглядной иллюстрацией глубокой переработки биосом первичной мути является работа Прийора [Pryor, 1975], изучившего минеральные взвеси р. Миссисипи и осадков побережья Мексиканского залива. Прийор показал, что только одни ракообразные перерабатывают до 40 т глинистого вещества в год, при этом в кислых условиях их пищеварительного тракта разрушаются бруситовые слои хлорита, уничтожаются смешанослойные минералы, деградирует структура иллита и увеличивается роль каолинита. Таким образом, "лицо" глинистого осадка даже в приконтинентальных областях оказывается видоизмененным практически еще до диагенеза. Данные Прийора объясняют, в частности, очень маленькую роль хлорита в глинах внутренних морей (Охотского, Японского), недавно описанных В.Б. Курносовым и И.О. Мурдмаа [1976]. Хлориты и хлорит–смектиты – абсолютно доминирующие минералы пород "водосборов" мезозойско–кайнозойских отложений Курил, Камчатки, Японии – в осадках внутренних морей, не говоря уже об океане, составляют не более 10%. Таким образом, биогенный "отрыв" ассоциации глинистых минералов, аккумулирующихся во внутренних морях и на шельфе океанов, от сносимого материала с суши осуществляется на самом раннем этапе осадочного процесса. Мы приводим этот выразительный пример для того, чтобы показать, как безосновательно и категорически принимается концепция терригенного сноса, на которой базируется принципиальный вопрос об истории формирования океанических отложений, и сколь сложны пути восстановления состава глинистого вещества и "пород–хозяев" – источников сноса.

Остановимся коротко на характеристике и особенностях преобразования глинистых пород от современных до меловых, изученных по материалам профилей DSDP в Атлантическом (рейсы 2, 38) и Тихом океанах (рейсы 6, 9, 16, 17, 20).

Явления смектитизации в поверхностных слоях находятся в начальной стадии. Формирование новообразованных смектитов по дацит–андезитовой вулканокластике нарастает обычно вниз по раз-

резу, интенсивность этого процесса контролируется скоростью осадконакопления, проницаемостью осадков, длительностью интенсивного взаимодействия с морской водой, действием теплового потока. Смектиты по андезит-дацитовым стеклам, так же как вообще океанические смектиты, отличаются под сканирующим электронным микроскопом своеобразными лепестковыми "капустовидными" формациями и высокой нестойкостью к кислотной обработке. Содержание их в составе глин во всех скважинах быстро возрастает вниз по разрезу. Эта особенность отмечалась З.Н. Горбуновой [1979] на примере многих скважин и, по-видимому, представляет собой общее явление.

Любопытно, что устанавливается определенная генетическая связь между химическим составом смектитов и "породами-хозяевами", за счет которых они образуются. Так, в пределах окраинных зон (Лофотенская и Панамская котловины), прилегающих к континентам, были встречены редкие для океанов Al-бентонитоподобные смектиты, связанные с проявлениями трахит-андезитового вулканизма. Однако естественно, что ведущим типом в океанах является Fe-монтмориллонитовые смектиты, связанные с разложением базальтовой гиалокластики. В зонах активного океанического дна состав смектитов осложняется дополнительным присутствием Fe, вплоть до появления нонтронитов (Красное море, Галапагосская рифтовая зона). Повышенное содержание Fe определяется его приносом гидротермальными растворами, участвующими в формировании осадочных образований. Независимо от состава все смектиты пелагических глин, характеризующиеся высоким тетраэдрическим зарядом, содержат значительные количества K, отличающие их от любых других смектитов на континентах [Дриц, Коссовская, 1980].

Характерной чертой преобразования пелагических глин является их своеобразная раскристаллизация, свойственная океаническим осадкам, находящимся под высоким гидростатическим давлением и сохраняющим высокую пористость и влагоемкость. Однако эта игольчатая раскристаллизация не может рассматриваться как индикатор определенной стадии эпигенеза, его длительности или глубины погружения осадков. Появление игольчатой раскристаллизации было зафиксировано нами в скв. 9, недалеко от Бермудского поднятия, в непрерывной толще глин от плиоцена до верхнего мела мощностью около 830 м. Но точно такую же раскристаллизацию наблюдали Г.В. Бутузова, В.А. Дриц и соавторы [1979] в толще современных осадков впадины Атлантис-II мощностью всего 4 м, правда, здесь она была интенсифицирована повышенными температурами (около 50°C), способствующими ускорению роста кристаллитов в свободной среде. Такая же картина наблюдалась и в ряде других скважин (скв. 155, Панамская котловина и др.), причем и возраст и мощности осадков с раскристаллизацией варьировали весьма значительно. Таким образом, раскристаллизация смектитов, хотя и является характерной чертой океанического эпигенеза, не

может рассматриваться как индикатор какой-либо определенной зоны или стадии. Причины появления ее могут быть разными. Следует подчеркнуть, что смектиты в океанах – энергичные накопители K (до 3–3,5%) – элемента, чуждого породам океанической коры.

Другими элементами-накопителями K в осадочном слое являются цеолиты – филлипсит и клиноптилолит. Содержание K_2O достигает в них 4–6%, что в 2–4 раза превышает содержание K_2O, свойственное этим цеолитам в различных геологических обстановках континентов. В Мировом океане устанавливается зональное распределение этих цеолитов, объясняющееся эпигенетическим преобразованием менее стойкого филлипсита в более устойчивую, богатую кремнеземом модификацию клиноптилолита. Как известно, филлипсит распространен от современных отложений до миоцена, клиноптилолит присутствует в эоцен-мелу. Проблема происхождения зонального распределения клиноптилолита и филлипсита долгое время оставалась спорной и вызывала многочисленные дискуссии. Эпигенетический характер этой зональности был недавно доказан детальным исследованием этих минералов с их разделением на градиентной трубке и последующим анализом с применением комплекса физических методов [Коссовская и др., 1980]. Оказалось, что как филлипситы, так и клиноптилолиты являются полигенетичными минералами, формирование которых может происходить различными путями и приводить к появлению разных морфогенетических форм. Так, начальной формой образования филлипсита за счет базальтовой, чаще всего, по-видимому, щелочной, гиалокластики являются глобулярные формы, свидетельствующие о промежуточной гелеподобной фазе, которая предшествует появлению кристаллических друзовидных сростков и отдельных крупных кристаллов филлипсита. Этот процесс может быть интенсифицирован гидротермальными проявлениями. Филлипсит представляет собой метастабильную фазу, он начинает разрушаться, как правило, на глубинах свыше 50 м от уровня дна. В присутствии свободной кремнекислоты, появление которой связано с растворением кремневых микроорганизмов, образуется специфически таблитчатый термически нестойкий, "незрелый" легкий клиноптилолит с плотностью 2,10. Его образование и присутствие в разрезах четко коррелируется с появлением порцелланитов. В более глубоких горизонтах эта разновидность клиноптилолита сменяется "зрелым" призматическим клиноптилолитом, наличие которого совпадает с широким развитием в разрезах кремней. Не исключено, что появление клиноптилолита, приуроченное обычно к эоцену и позднему мелу, было интенсифицировано повышенными значениями температур, связанных с этими периодами [Коссовская и др., 1980].

Одним из "поздних" минералов является палыгорскит, наиболее широкое распространение которого приходится чаще всего также на эоцен и мел. Образование палыгорскита связано как с разложением основной щелочной вулканокластики, так и с воздействием нагретых магнийсодержащих растворов. В последнем случае он

оказывается особенно агрессивным и разъедает даже призматические высококремнистые устойчивые клиноптилолиты [Ломова, 1979]. Очень интересно, что некоторые палыгорскиты являются также накопителями К.

Подводя итог рассмотрения эпигенетического преобразования пород осадочного чехла океанов, важно подчеркнуть три принципиальных обстоятельства.

1. Алюмосиликатный материал пелагических осадков имеет в основном океаническое аутигенное происхождение. Роль терригенного поступления крайне незначительная и ни в какой мере не определяет "лицо" осадков. Типичному семейству или комплексу парагенетических ассоциаций пелагических океанических образований можно присвоить наименование "океаниты" (см. рис. 1).

2. Процессы постседиментационных преобразований носят отчетливый стадийный характер. В осадочном чехле океанов может быть выделена, как и в континентальном осадочном чехле, определенная зональность, отражающая стадии постседиментационного океанического аутигенеза.

3. Характерной чертой осадочного океанического аутигенеза является накопление К. Особенно интересный и важный материал был получен при изучении преобразований базальтов океанического дна и сравнении этого процесса с низкотемпературными преобразованиями базальтов на континентах. Базальты субстрата вскрыты более чем 300 скважинами в океанах, причем некоторые скважины в Атлантическом и Тихом океанах прошли толщу базальтов разного возраста – от плейстоценовых в Срединно-Атлантическом хребте (рейс 37) до меловых на Бермудском поднятии мощностью около 600 м. Все базальты оказались в большей или меньшей степени затронуты вторичными изменениями, причем наблюдается довольно четкая корреляция изменения базальтов с возрастом. При изменении базальтов идет накопление К и воды, окисление Fe, уменьшение содержания Ca и Mg.

Анализ и обобщение имеющегося материала позволяют наметить в базальтах некоторые стадиальные эпигенетические ассоциации новообразованных минералов и очертить первые закономерности их распределения.

Палагонит-смектиты и филлипсит (типичная ассоциация пелагических глин) образуются повсеместно в базальтах при довольно непродолжительном их взаимодействии с морской водой. Эта ассоциация встречена во всех скважинах рейса 37, прошедших толщу базальтов плейстоцен-плиоценового возраста мощностью 600 м. Появление калиевых полевых шпатов отмечается только в базальтах не моложе миоцена, в плиоценовых и плейстоценовых базальтах они отсутствуют, поэтому их нет в молодых базальтах срединных хребтов. Селадонит часто фиксируется вместе с калиевыми полевыми шпатами, он замещает темноцветные минералы или участвует в заполнении везикул. На карте (рис. 3) показаны скважины, в которых были обнаружены филлипсит-смектитовая и КПШ-

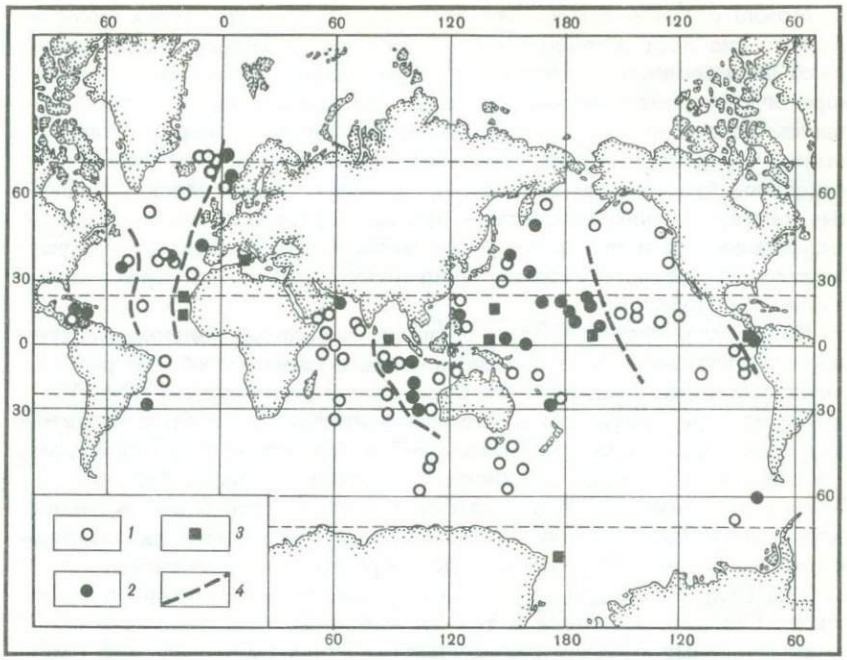


Рис. 3. Зональность распределения вторичных минеральных ассоциаций в измененных базальтах Мирового океана по данным глубоководного бурения

Ассоциации: *1* – палогонит–смектит–филлипситовая, *2* – К–палевошпатовая, *3* – метаморфогенных минералов; *4* – границы зон локализации разных ассоциаций

селадонитовая ассоциации. Распределение их показывает, во–первых, региональность процессов эпигенетического преобразования базальтов, а во–вторых, его определенную стадиальность. Ассоциация филлипсит–смектит развита во всей восточной, более молодой части Тихого океана, где на базальтах лежат породы не древнее палеогена, сменяющиеся все более молодыми при движении на восток. Калиевые полевые шпаты почти повсеместно присутствуют в "старой" западной части Тихого океана, где базальтовый субстрат перекрыт верхне– и нижнемеловыми и даже верхнеюрскими породами. Эта часть Тихого океана характеризуется более мощной корой со сложной и неоднородной тектонической структурой, обилием вулканических хребтов, гор и проч. Отсутствие калиевых полевых шпатов характерно для молодой океанической коры Срединно–Атлантического хребта. Таким образом, длительность процесса взаимодействия порода–морская вода является одним из факторов образования калиевого полевого шпата и ассоциирующегося с ним селадонита.

Можно сделать вывод, что на огромных пространствах океанического дна идет эпигенетический процесс не только геохимического, но и минералогического преобразования пород океанической коры в кору континентального типа; мы назвали этот процесс явлением начальной континентализации океанической коры. Очень важно, что в измененных базальтах появляется вся ассоциация минералов будущих кислых кристаллических пород: санидиноподобные калиевые полевые шпаты – будущие ортоклазы или микроклины, селадониты и высококалиевые железистые смектиты – будущие биотитовые следы, постоянно присутствует свободный кремнезем в виде кристобалита.

Наряду с региональностью процесса начальной континентализации есть интереснейшее доказательство возможностей его резкой локальной интенсификации. На Бермудском поднятии в рейсе 52 пробурены три скважины, в которых вскрыты идентичные толеитовые базальты. В скв. 417А изменения оказались очень сильными, а в скв. 417Д породы изменены относительно слабо, "фоново". Похоже, что скв. 417А находилась в поле действия интенсивного термального подтока, или так называемого микроплюмажа. Содержание K_2O в наиболее измененных породах здесь достигает 8–10%. Сравнительные анализы неизмененного и измененного толеитового базальта из одной и той же скважины показывают, что по химическому составу измененная порода может быть уже отнесена к гранодиориту.

Нужно сказать, что во всех моделях формирования континентальной коры из первичной коры океанического типа этот процесс связывался с высокими температурами и давлениями. Наша модель связывает процесс начальной континентализации с осадочными обстановками океанического литогенеза.

Очевидно, что низкотемпературные, протекающие в осадочных условиях процессы континентализации основных магматических пород в океанах должны были происходить на протяжении всей истории формирования континентальной коры материков, причем очень вероятно, что особенно интенсивно они протекали на раннедокембрийском этапе истории Земли.

Литература

Бутузова Г.Ю., Дриц В.А., Дмитрик А.Л. и др. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантис–II (Красное море). – Литол. и полез. ископ., 1979, № 3.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969.

Виноградов А.П., Ронов А.Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы. – Геохимия, 1956, № 1.

Гаррелс Р., Маккензи Д. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974.

Горбунова З.Н. История накопления глинистых минералов в Тихом океане в кайнозое по данным глубоководного бурения. – Океанология, 1979, т. 15, вып. 5.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации региональных метаморфических умеренных давлений. М.: Недра, 1972.

Добрецов Н.Л. Лавсонит-глаукофановые и глаукофановые сланцы СССР и некоторые проблемы метаморфизма орогенических поясов. – В кн.: XXIII сессия МГК: Проблема 3. Орогенические пояса. М.: Наука, 1968.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Геокристаллохимия породообразующих диоктаэдрических смектитов. – Литол. и полезн. ископ., 1980, № 1.

Копелиович А.В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы с ним связанные. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 11.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Об эпигенетических новообразованиях в мезозойских и верхнепалеозойских отложениях Западного Верхоянья. – Тр./ГИН АН СССР, 1956, вып. 5.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжения с метаморфизмом на континентах и в океанах. – В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и океанах. – Геотектоника, 1976, № 2.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Кац М.Я. Генетические типы клиноптилолитов континентов и океанов. – В кн.: Природные цеолиты. М.: Наука, 1980.

Коржинский Д.С. Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 9.

Курносов В.Б., Мурдмаа И.О. Глинистые минералы в современных осадках окраинных морей западной части Тихого океана. – Литол. и полез. ископ., 1976, № 5.

Левитан М.А. Некоторые особенности постседиментационных преобразований океанских отложений (по данным глубоководного бурения). – Литол. и полез. ископ., 1979, № 5.

Ломова О.С. Генетические типы палыгорскитов и сепиолитов как индикаторы геологических обстановок. – Тр./ГИН АН СССР, 1979, вып. 336.

Миасиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976.

Симанович И.М. Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцито-песчаников. – Тр./ГИН АН СССР, 1966, вып. 153.

Симанович И.М. Кварц песчаных пород. – Тр./ГИН АН СССР, 1978, вып. 314.

Шутов В.Д. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 3.

Чудаев О.В. Распределение глинистых минералов в флишоидных отложениях Восточной Камчатки. – Литол. и полез. ископ., 1978, № 1.

Dawis T.A., Supko P.R. Oceanic sediments and their diagenesis. Some examples from Deep Sea Drelling. – J. sediment. petrol., 1973, vol. 43, N 2.

Ernst W.G. Stability relation of glaucophans. – Amer. J. Sci., 1961, p. 259.

Kastner M., Keene J.B., Gieskes J.M. Diagenesis of silicons oozes – 1. Chemical control an the rate of opal-A to opal-CT transformation – an experimental study. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1977, vol. 41, N 8.

Minato, Utada M. Occurence and distribution of authigenic zeolites in the neogene pyroclastic rocks in Japan. – Scient. Pap. Colgen. educat. Univ. Tokyo, 1970, vol. 20.

Pryor W.A. Biogenic Sedimentation and alteration of argillaceos sediments in shallow marine environment. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, vol. 86.

Schimasu M., Tabucki A., Kusada T. Metamorphism in the nosthe eastern part of Tanzawa Mountainland. – J. Geol. Soc. Japan, 1971, vol. 77, N 11.

Sibley D.F., Wilband J.T. Chemical balance of the Earthcrust. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1977, vol. 41, N 4.

Utada M., Jijma A. Present-day zeolitic diagenesis of the Neogene geosinclinal deposits in the Niigata oil field. Japan. – Amer. Cher. Soc. Advances in Chem.. 1971, vol. 101.

УДК 553.06:553.641

А. Ю. ЛЕИН, М. В. ИВАНОВ

ДИНАМИЧЕСКАЯ БИОГЕОХИМИЯ АНАЭРОБНОГО ДИАГЕНЕЗА ОСАДКОВ

Современная биогеохимия по характеру решаемых задач и методологии может быть разделена на три крупных раздела: I – аналитическая биогеохимия, II – биогеохимическая картография и биогеоценология и III – динамическая биогеохимия.

В задачу аналитической биогеохимии входит изучение компонентного, элементного и изотопного состава живого вещества в том широком понимании этого термина, который придавал ему В.И. Вернадский.

Биогеохимическая картография и биогеоценология изучают закономерности распределения живого вещества и его взаимодействие с косной материей в пределах отдельных биогеоценозов и в масштабе всей биогеосферы.

Основной задачей динамической биогеохимии является количественная оценка роли живых организмов и продуктов их жизнедеятельности в круговороте веществ и, в частности, в образовании и разрушении минералов, горных пород и месторождений полезных ископаемых.

Рассмотрим задачи каждого из выделенных направлений биогеохимии на примере круговорота С в океане (рис. 1). Аналитическая биогеохимия и биогеоценология изучают отдельные резервуары С, а динамическая биогеохимия концентрирует свое внимание на потоках, соединяющих эти резервуары.

На рис. 1 продемонстрированы два основных подхода к выявлению величин потоков. Один из них – это экспериментальное исследование интенсивности природных биогеохимических процессов, например изучение первичной продукции фитопланктона в водоемах [Сорокин и др., 1959; Сорокин, Кляшторин, 1961; Сорокин и др., 1965]. Второй подход – расчетный, примером которого является расчет потока С углекислоты из осадков океана в водную толщу (см. рис. 1). Поток этот определен Е.А. Романкевичем [1977] как разность между величиной поступления органического вещества (ОВ)

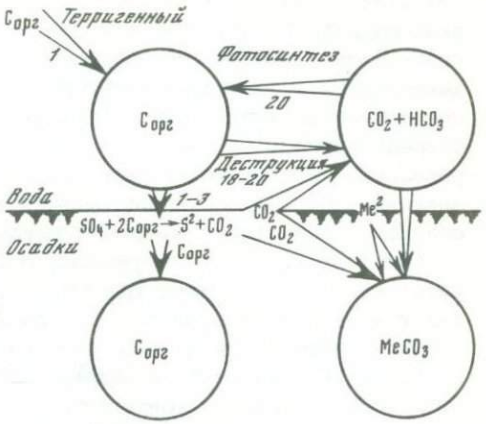


Рис. 1. Основные резервуары и потоки в цикле С в океане. Величины даны в 10^9 т/год

в осадки Мирового океана в составе взвесей (1–3 млрд. т $C_{орг}$ в год) и количеством С, захороняемого в осадках (85 млн. т/год).

Расчетный путь определения величин потоков в настоящее время, к сожалению, преобладает, поскольку методики прямых определений скоростей природных биогеохимических процессов немногочисленны. Для водных систем до недавнего времени применялись лишь кислородный и радиоуглеродный методы определения интенсивности фотосинтеза и кислородный метод определения деструкции ОВ [Steeman, 1952; Винберг, 1960; Gocke, 1976].

В последние два десятилетия биологами и гидрохимиками разработаны количественные методы исследования интенсивности природных процессов круговорота С, S и N в водной толще и осадках, основанные на использовании радиоактивных и стабильных изотопов этих элементов [Беляев, Иванов, 1975; Иванов, 1956; Иванов и др., 1976; Лауринавичус, Беляев, 1978; Леин и др., 1976; Сорокин, 1964; Sorokin, 1972; и др.]. Однако для решения биогеохимических проблем количественные методы используются явно недостаточно.

Задачей предлагаемой работы является обобщение результатов количественного изучения некоторых процессов круговорота С и S, происходящих на стадии раннего диагенеза в верхних горизонтах морских и океанских осадков при активном участии микроорганизмов. Процессы эти приводят к минерализации части ОВ, поступающего в осадки из водной толщи, и сопровождаются аутигенным сульфидо- и карбонатообразованием. В связи с этим исследование механизма и интенсивности биогеохимических процессов представляет значительный интерес для геохимиков и литологов, изучающих последовательные стадии формирования осадочных пород от раннего диагенеза до постдиагенетических процессов.

В течение 1973–1979 гг. сотрудниками лаборатории биогеохимии Института биохимии и физиологии микроорганизмов АН СССР были изучены донные отложения ряда пресных и солоноватоводных озер, осадки Тихого океана на транстихоокеанском профиле от Японии до Мексики и в Калифорнийском заливе, осадки северо-западной части Индийского океана, в том числе Красного моря, Персидского и Оманского заливов, и осадки Балтийского моря. На всех этих

объектах по единой методике был выполнен комплекс исследований, включающий: 1) изучение вещественного состава осадков с выделением монофракций аутигенных минералов, изучение морфологии, химического и изотопного состава этих минералов; 2) количественное изучение распространения сапрофитных, метанообразующих, сульфатредуцирующих и некоторых других групп микроорганизмов; 3) определение интенсивности процессов сульфат-редукции и метанообразования в модельных экспериментах с добавкой к свежим пробам осадков радиоактивно меченных соединений S и C.

При интерпретации полученных результатов широко использовались данные сотрудников ИО АН СССР по распространению в осадках и иловых водах различных форм S и C, опубликованные в литературе или полученные в совместных рейсах.

Известно, что наиболее активные биогеохимические процессы происходят в осадках континентальных окраин, обогащенных ОВ и характеризующихся анаэробной обстановкой. В связи с этим основное внимание в наших исследованиях было обращено на анаэробные процессы. На стадии аэробного диагенеза, предшествующей анаэробной стадии, происходит деструкция первично захороненных органических соединений, осуществляемая представителями различных классов микроорганизмов, в первую очередь аэробными сапрофитными бактериями, по формуле [Hartman et al., 1976]

$$(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16-x}H_3PO_{4_{1-y}} + (138-2x)O_2 =$$
$$= 106\,CO_2 + (16-x)HNO_3 + (1-y)H_3PO_4 + (122-2x)H_2O. \qquad (1)$$

Потребление молекулярного кислорода при аэробном разложении ОВ приводит к постепенной смене окислительной обстановки на восстановительную.

Процесс анаэробного разложения ОВ при сульфат-редукции выражается суммарной формулой:

$$(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}H_3PO_4 + 53SO_4^{2-} =$$
$$= 106\,HCO_3^{1-} + 53H_2S + 16NH_3 + H_3PO_4. \qquad (2)$$

На рис. 2 дана принципиальная схема разложения ОВ. В результате ферментативного гидролиза углеводов до сахаров и их сбраживания образуются H_2, органические кислоты и CO_2; H_2 практически не накапливается в осадках, поскольку в присутствии CO_2 и SO_4^{2-} он активно используется метанообразующими и сульфатредуцирующими микроорганизмами для образования NH_4 и H_2S.

Органические кислоты, являющиеся важнейшим продуктом не только сбраживания сахаров, но и анаэробного распада некоторых аминокислот, частично потребляются сульфатредуцирующими микроорганизмами, а некоторые из них, такие, как ацетат, служат хорошим субстратом для образования метана путем ферментативного отщепления метильной группы. В последние годы ряду исследователей удалось доказать, что в восстановленных осадках океана обна-



Рис. 2. Схема анаэробного распада ОВ

руживаются как сахара, так и более мелкие осколки анаэробного распада ОВ, в первую очередь низкомолекулярные жирные кислоты [Toerien, Hattingh, 1969; Беляев, 1975; Belayev, Laurinavichus, 1978]. Эти новые химические данные – независимые доказательства активности процессов распада органических полимеров, поступающих в осадки из зоны фотосинтеза. Наличие низкомолекулярных жирных кислот позволяет также говорить о существовании в осадках благоприятных условий для жизнедеятельности сульфатредуцирующих и метанообразующих микроорганизмов, завершающих цепь процессов анаэробной деградации ОВ.

В табл. 1 приведены результаты количественного определения и изучения геохимической активности сульфатредуцирующих и метанообразующих бактерий в осадках нескольких морских водоемов. Можно видеть, что активность процесса сульфат-редукции на 2–4 порядка превышает активность процесса метанообразования. Это позволяет рассматривать сульфатредуцирующие бактерии в качестве основных агентов анаэробного разложения ОВ в осадках солоноватоводных водоемов.

Принципиальное значение имеет вопрос о вертикальном распространении сульфатредуцирующих бактерий в толще осадков, поскольку все еще мало данных о предельной глубине развития биогеохимических процессов. Некоторые исследователи пытаются ограничить зону активных микробиологических процессов лишь самыми верхними несколькими сантиметрами осадков [Сорокин, 1962].

Таблица 1

Расход $C_{орг}$ при образовании H_2S и CH_4 в морских осадках

№ станции	Горизонт, м	Интенсивность образования, мг.кг$^{-1}$/год		Расход $C_{орг}$, мг.кг$^{-1}$/год	
		H_2S	CH_4	H_2S	CH_4
		Калифорнийский залив			
663	0,5–0,6	1,5	0,0007	1,1	0,003
	1,6–1,7	0,3	0,0007	0,2	0,003
665	0,4–0,5	41,1	0,0013	30,8	0,005
	0,9–1,0	4,6	0,0011	3,4	0,004
		Аравийское море			
1959	0–0,1	1,2	0,0028	0,9	0,011
	0,5–0,6	2,5	0,0025	1,9	0,009
1960	0–0,1	59,3	0,0172	44,5	0,056
	0,4–0,6	86,8	0,0339	65,1	0,071
	1,9–2,0	19,6	0,0058	14,7	0,014
		Каспийское море			
562	0–0,5	84,8	0,0035	63,6	0,013
	2–2,5	28,6	0,0142	21,4	0,056
	11–11,5	48,8	0,0012	36,6	0,004
	56–57	2,6	0,0002	2,0	0,001
	89–90	1,7	0,0002	1,3	0,001

В осадках на транстихоокеанском профиле от районов Гавайского архипелага до Мексики и в Калифорнийском заливе процесс сульфат-редукции регистрировался микробиологическими методами и по восстановлению радиоактивного сульфата [Чеботарев, Иванов, 1976; Иванов и др., 1976] во всей изученной толще осадков вплоть до глубины 6 м от поверхности раздела вода-ил (рис. 3). В богатых ОВ терригенных осадках Калифорнийского залива и шельфа Мексики процесс сульфат-редукции начинается практически с самой поверхности осадка. В осадках континентального склона и Пригавайского района активный процесс сульфат-редукции начинался под более или менее мощной толщей окисленных осадков. По мере углубления в толщу илов интенсивность процесса уменьшалась.

Работа Йоргенсена [Jorgensen, 1978], также выполненная с применением метода добавки радиактивных изотопов для осадков Лимфьорда (Дания), показала наличие активного процесса ульфат-редукции во всей исследованной мощности иловых отложений (рис. 4).

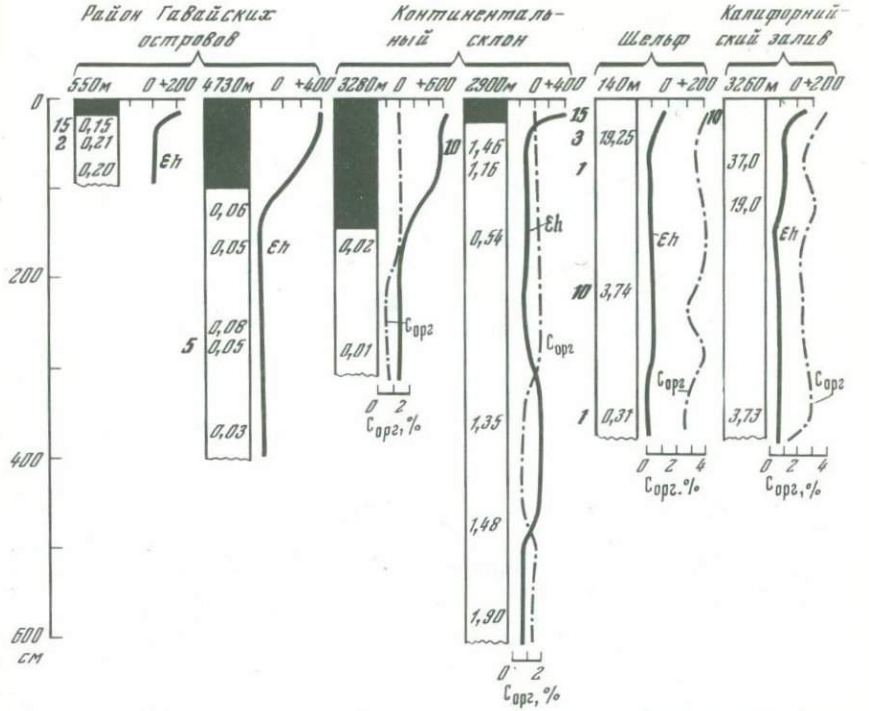


Рис. 3. Численность сульфатредуцирующих (ср) и интенсивность процесса восстановления сульфата в осадках восточной половины транстихоокеанского профиля (от Гавайских островов до берегов Мексики)

Цифры: слева от колонок численность ср, клетки/г, внутри колонок – интенсивность ср мг H_2S $кг^{-1}$/год; черное – Eh > + + 100 мВ

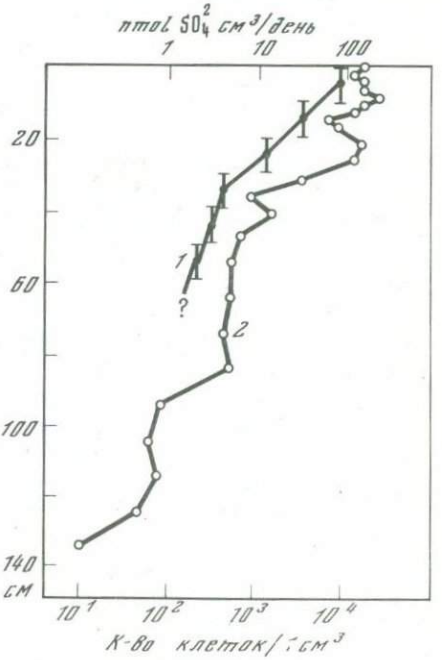


Рис. 4. Численность ср и интенсивность процесса восстановления сульфата в осадках Лимфьорда [Jorgensen, 1978]

1 – скорость сульфат-редукции; *2* – сульфатредуцирующие бактерии

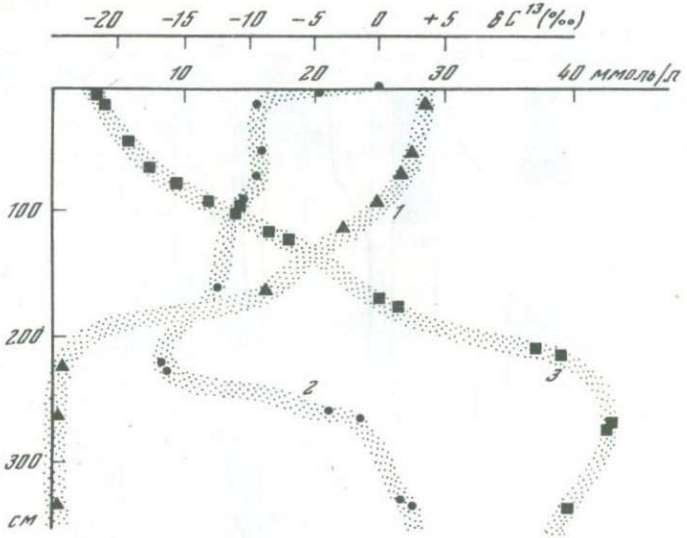


Рис. 5. Изменение с глубиной концентрации сульфат-иона (1), титруемой щелочи (2) и изотопного состава С бикарбоната (3) в иловых водах восстановленных осадков [Claypool, Kaplan, 1974]

В голоценовых осадках Гданьской впадины Балтийского моря активный процесс сульфатредукции зарегистрирован нами до глубины 13,7 м от поверхности осадка. Для более глубоких горизонтов морских и океанских осадков прямые доказательства активности процесса сульфатредукции пока еще не получены. Однако по косвенным химическим показателям, а именно по плавному снижению концентрации сульфат-иона в поровых водах некоторых скважин глубоководного бурения и закономерному изменению изотопного состава сульфатов и сульфидов, Гольдхабер и Каплан [Goldhaber, Kaplan, 1974] предполагают, что процесс сульфат-редукции может продолжаться до глубин 200–250 м от поверхности осадков. Это вполне вероятно, поскольку при наличии ОВ и сульфата биогенный процесс сульфат-редукции в глубоких горизонтах осадков теоретически должен прекратиться либо при значительном увеличении температуры, либо при создании непроточной замкнутой системы.

Все имеющиеся к настоящему времени материалы по активности процесса сульфат-редукции в верхнем метровом слое восстановленных осадков различных морфометрических зон Тихого океана суммированы в табл. 2. Наблюдается закономерное возрастание величины интенсивности восстановления сульфата от осадков подводных окраин континента к осадкам шельфа. Располагая этими величинами и зная площади отдельных зон океана, мы смогли подсчитать годовую интенсивность процесса для различных участков океана. Так, в осадках метровой мощности на площади континентальной окраины

(шельф + материковый склон) Тихого океана ежегодно продуцируется порядка 194 млн. т сероводорода (см. табл. 2). Эта экспериментальная величина продуктивности процесса сульфат-редукции примерно в 6 раз превышает величину потока восстановленной S, оцененную по методу скорости накопления абсолютных масс и равную 27,5 млн. т/год [Леин и др., 1978а]. Авторы отдают себе отчет в известной условности значений скоростей накопления абсолютных масс, но отсутствие других более надежных методов расчета заставляет нас воспользоваться этим методом. Из сопоставления экспериментальной и расчетной величин потоков восстановленной S оказалось, что в осадках захороняется лишь 10-20% продуцируемого сероводорода. Подобные результаты позднее были получены Йоргенсеном для прибрежных осадков Северного моря [Jorgensen, 1978].

Образованный в процессе сульфат-редукции метаболический сероводород очень редко накапливается в иловых водах, поскольку он довольно быстро вступает в обменные и окислительные реакции с другими компонентами иловой воды и твердой фазы осадков. Значительная часть сероводорода выводится из круговорота в виде малорастворимых сульфидов металлов, в первую очередь в форме пирита, и магнитных сульфидов Fe ряда макинавит - грейгит. Мы предложили называть эти минералы метаболическими, поскольку в их состав входит S сероводорода - продукта метаболизма микробиального восстановления сульфат-иона. Морфология, химический и изотопный состав этих минералов, выделенных в виде монофракций из описанных выше осадков различных участков Тихого океана, приведены в ряде наших более ранних публикаций [Леин и др., 1978б; Lein, 1978].

Диагенетические преобразования осадков в процессе сульфат-редукции затрагивают наряду с серными соединениями соединения N, P и C. В иловой воде накапливаются различные минеральные формы этих соединений, образующиеся при анаэробном окислении ОВ. На рис. 5, заимствованном из работы Клайпула и Каплана [Claypool, Kaplan, 1974], наблюдается резкое возрастание в иловой воде величины общей щелочности по мере углубления в толщу восстановленных осадков на фоне исчерпания сульфат-иона. На это явление впервые обратили внимание советские исследователи С.В. Бруевич [1952, 1956] и О.В. Шишкина [1972]. На рис. 5 показано также заметное обогащение С новообразованной метаболической углекислоты легким изотопом ^{12}C до -17‰. Явное уменьшение содержания сульфат-иона и увеличение щелочности иловых вод по мере углубления в толщу осадка наблюдались в отложениях континентального склона Западной Африки (рис. 6) [Hartmann et al., 1976].

Параллельно с потреблением сульфата заметно снижается концентрация иона Ca в иловых водах. Одновременно с этим в твердой фазе осадка наблюдается увеличение содержания углекислоты, входящей в состав карбонатов. Аналогичные зависимости получены для осадков Тихого и Индийского океанов и Балтийского моря при совместных исследованиях ГИН и ИО АН СССР.

Таблица 2

Продуктивность процесса микробиологической сульфат-редукции осадков Тихого океана по радиоизотопным данным

Зона океана	Площадь* зоны океана, 10^6 км^2	Скорость ср, мг/кг$^{-1}$/сут	Продуктивность ср	
			мг·м$^{-2}$/сут	
Шельф (0–200 м)	3**	0,043	56	
Материковый склон	26	0,015	19,5	
Подножие		0,007	9,1	
Сумма				

*[Океанографическая..., 1974].

** С учетом распространения восстановленных осадков в зоне шельфа.

Таким образом, в процессе анаэробного окисления ОВ осадка происходит накопление в иловых водах минерального С, наследующего легкий изотопный состав $C_{орг}$.

В зависимости от вещественного состава осадка, окислительно-восстановительной и щелочно-кислотной ситуаций часть этих минеральных соединений диффундирует из иловой воды в наддонную, а часть накапливается в иловой воде до определенного предела, а затем в соответствии с законами карбонатного равновесия связывается с ионами двухвалентных металлов и переходит в твердую фазу осадков в составе диагенетических минералов.

Нам удалось выделить фракции пелитоморфных карбонатных минералов из слабокарбонатных терригенных сильно восстановленных осадков примексиканской части Тихого океана. По данным рентгеноструктурного анализа, это – кальцит (рис. 7).

В голоцен-плейстоценовых отложениях этого же района описаны карбонатные конкреции, содержащие от 37 до 62% карбонатов со значениями $\delta^{13}C$ от –17 до –39‰ [Леин и др., 1975, 1979].

Для расшифровки механизма образования диагенетических карбонатов проведен изотопный анализ С различных соединений в воде и осадках Тихого океана (рис. 8). Величины $\delta^{13}C$ карбонатов раковин варьируют от +3 до –3‰. Рассеянные карбонаты осадков характеризуются значительно более легким изотопным составом – от –8 до –18‰. Для карбоната конкреций $C_{орг}$ осадков пределы колебаний $\delta^{13}C$ примерно совпадают.

Эти данные позволяют однозначно говорить об участии в формировании диагенетических карбонатов изотопно-легкой углекислоты, образовавшейся в процессе сульфат-редукции при окислении $C_{орг}$

(ср) и расход $C_{орг}$ в верхнем метровом слое восстановленных

Продуктивность ср	Расход $C_{орг}$ на ср,	Поток S_{H_2S} с учетом площади,	Расход $C_{орг}$ на ср с учетом площади,
10^3 мг·м$^{-2}$/год	10^3 мг·м$^{-2}$/год	10^6 т/год	10^6 т/год
20	15	60	45
7	5,3	91	69
3,3	2,5	43	32,5
		194	146,5

осадков. Такие карбонатные минералы, так же как сульфидные, о которых говорилось выше, мы предложили называть метаболическими в отличие от биогенных раковинных карбонатов.

Количество метаболического карбоната в осадках (D) можно рассчитать по уравнению материально-изотопного баланса [Lein, 1978]:

$$S\delta^{13}C_s = D\delta^{13}C_d + (S-D)\cdot\delta^{13}C_r;$$

$$D = \frac{S(\delta^{13}C_s - \delta^{13}C_r)}{\delta^{13}C_d - \delta^{13}C_r} \text{ г/кг},$$

где $\delta^{13}C_s$ – изотопный состав суммарного карбоната осадка (s); $\delta^{13}C_d$ – изотопный состав диагенетического карбоната (-23‰); $\delta^{13}C_r$ – изотопный состав карбоната раковин (+2‰).

В табл. 3 приведен в качестве примера расчет количества метаболического карбоната в восстановленных осадках Калифорнийского залива (ст. 667) и Мексиканского материкового склона (ст. 669).

Изотопный состав рассеянных карбонатов изученных осадков складывается из двух составляющих: изотопно-легких диагенетических карбонатов со средним изотопным составом -23‰ и обломков раковинного карбоната с $\delta^{13}C$ = +2‰. Зная изотопный состав С суммарного карбоната ($\delta^{13}C_s$) и его весовое количество (S) в осадке, можно рассчитать весовое количество обеих составляющих – диагенетического (D) и раковинного карбоната. Расчеты показывают, что доля диагенетического метаболического карбоната может составлять от 30 до 60% суммарного карбоната осадка.

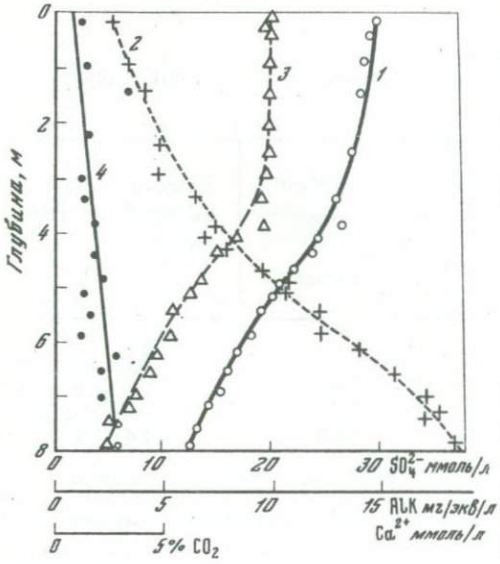
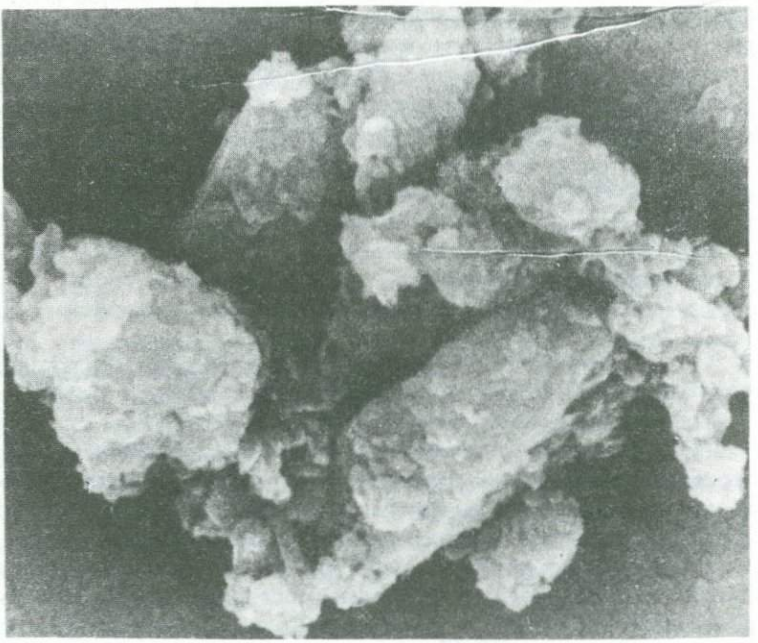


Рис. 6. Изменение с глубиной концентрации сульфат-иона (1), титруемой щелочи (2) и иона Ca (3) в иловых водах и нарастание карбоната кальция (4) в твердой фазе в осадках Западной Африки [Hartman et al., 1976]

Рис. 7. Агрегат изотопно-легкого пелитоморфного диагенетического кальцита из восстановленных осадков примексиканской части Тихого океана; ×7000 SCAN



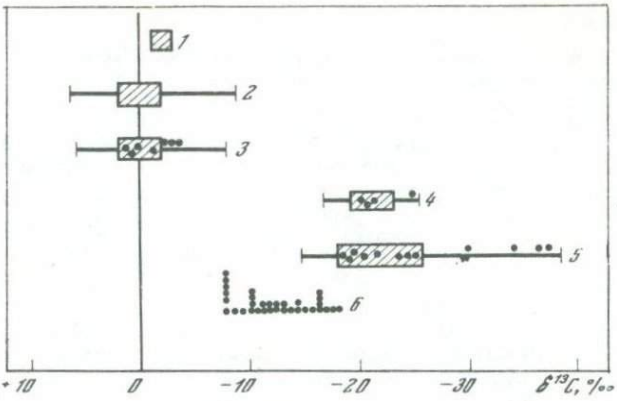


Рис. 8. Вариации значений $\delta^{13}C$ различных углеродных соединений в Тихом океане: 1 – атмосферной углекислоты; 2 – морских известняков; 3 – карбоната раковин морских животных; 4 – $C_{орг}$; 5 – карбоната диагенетических конкреций; 6 – рассеянного диагенетического метаболического карбоната

Изложенные данные по диагенетическому карбонатообразованию позволили нам разделить поток углекислоты, образующейся при разложении ОВ в верхних горизонтах осадков, на два самостоятельных потока (см. рис. 1). Один из этих потоков направлен в придонную воду, а другой – к резервуару карбонатов донных осадков. Из-за отсутствия достаточного фактического материала по диагенетическому карбонатообразованию в осадках разного типа обе эти стрелки пока оставлены безмасштабными.

Результаты экспериментов по определению скорости сульфат-редукции могут быть использованы для оценки масштаба поступления ОВ в осадки из водной толщи. Другими словами, располагая данными по продуктивности сульфат-редукции, можно определить согласно балансовому уравнению (2) количество $C_{орг}$, израсходованного при этом процессе. Эта величина для осадков континентальной окраины Тихого океана равняется 146,5 млн. т $C_{орг}$ в год. Количество $C_{орг}$, захороняющегося ежегодно в осадках Тихого океана, составляет 17,5 млн. т [Романкевич, 1977]. Следовательно, только на процессы восстановления сульфатов должно поступать из водной толщи в 10 раз больше $C_{орг}$ по сравнению с захороняемым в осадках.

В заключение хотелось бы подчеркнуть, что рассмотренные в работе количественные методы регистрации биогеохимических процессов, т.е. методы динамической биогеохимии, позволяют оценивать роль этих процессов в глобальном круговороте таких биогенных элементов, как C, S, N, P.

К этому надо прибавить, что исследованные нами процессы скорее всего происходили сходным образом в осадках водоемов геоло-

Таблица 3

Расчет количества изотопно-легкого диагенетического карбоната (на примере восстановленных осадков Тихого океана)

№ станции; глубина, м; координаты	Горизонт опробования, см	CO_2 суммарного карбоната осадков (s)		CO_2 диагенетического карбоната (D)	
		г/кг сухого осадка	$\delta^{13}C_s$, ‰	г/кг сухого осадка	% от s
667; 2860;	35-40	5,0	-11,0	2,1	42
23°46,9′ с.ш.	95-100	10,0	-15,1	6,2	62
108°40,4′ з.д.	200-210	24,0	-12,6	14,4	60
669; 1000;	90-100	32,0	-10,6	16,1	50
23°13,9′ с.ш.	250-270	22,0	-6,8	7,1	32
108°07,0′ з.д.	270-280	22,0	-8,1	8,5	38

гического прошлого. Обнаружение изотопно-легких диагенетических карбонатов, являющихся одним из продуктов микробиологической сульфат-редукции в осадках водоемов, представляет принципиальный интерес и для биогенной гипотезы осадочного сульфидо- и серообразования.

Литература

Беляев С.С. Газообразующие бактерии в донных осадках Тихого океана. – В кн.: Рассеянные газы и биохимические условия осадков и пород. М.: ВНИИЯГ, 1975.

Беляев С.С., Иванов М.В. Радиоизотопный метод определения интенсивности бактериального метанообразования. – Микробиология, 1975, т. 44, № 1.

Бруевич С.В. Погребенные опресненные воды под современными осадками Черного моря. – ДАН СССР, 1952, т. 84, № 3.

Бруевич С.В. К химии осадков Охотского моря. – Тр. ИО АН СССР, 1956, т. 17.

Винберг Г.Г. Первичная продукция водоемов. Минск, 1960.

Иванов М.В. Применение изотопов для изучения круговорота серы в водоемах. – Микробиология, 1956, т. 25, № 3.

Иванов М.В., Леин А.Ю., Кашпарова Е.В. Интенсивность образования и диагенетического преобразования восстановленных соединений серы в осадках Тихого океана. – В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана М.: Наука, 1976.

Лауринавичус К.С., Беляев С.С. Определение интенсивности микробиологического образования метана радиоизотопным методом. – Микробиология, 1978, т. 47, № 6.

Леин А.Ю., Логвиненко Н.В., Волков И.И. и др. Минеральный и изотопный состав диагенетических карбонатных минералов конкреций из восстановленных осадков Калифорнийского залива. – ДАН СССР, 1975, т. 224, № 2.

Леин А.Ю., Кудрявцева А.И., Матросов А.Г., Зякун А.М. Изотопный состав соединений серы в осадках Тихого океана. – В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976.

Леин А.Ю., Иванов М.В., Гриненко В.А. и др. Изотопный баланс серы в осадках Тихого океана. – В кн.: VII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. М., 1978а.

Леин А.Ю., Сидоренко Г.А., Волков И.И., Шевченко А.Я. Диагенетические макинавит, мельниковит (грейгит) и пирит в осадках на профиле через Тихий океан и в осадках Калифорнийского залива. – ДАН СССР, 1978б, т. 238, № 3.

Леин А.Ю., Логвиненко Н.В., Сулержицкий А.Д., Волков И.И. Об источнике углерода и возрасте диагенетических карбонатных конкреций Калифорнийского залива. – Литол. и полез. ископ., 1979, № 1.

Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеоиздат, 1974.

Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977.

Сорокин Ю.И. Экспериментальное исследование бактериальной редукции сульфатов в Черном море при помощи ^{35}S. – Микробиология, 1962, т. 31, № 3.

Сорокин Ю.И. К вопросу о методике микробиологических работ в море в свете современных задач морской микробиологии. – Океанология, 1964, т. 4, № 2.

Сорокин Ю.И., Кляшторин Л.Б. Первичная продукция в Атлантическом океане. – Тр. Всесоюз. гидробиол. о-ва, 1961, т. 11.

Сорокин Ю.И., Монаков А.В., Мордухай-Болтовская Э.Д. и др. Опыт применения радиоуглеродного метода для изучения трофической роли синезеленых водорослей. – В кн.: Экология и физиология синезеленых водорослей. М.; Л.: Наука, 1965.

Сорокин Ю.И., Розанова Е.П. и Соколова Г.А. Изучение первичной продукции в Горьковском водохранилище с применением ^{14}C. – Тр. Всесоюз. гидробиол. о-ва, 1959, т. 9.

Чеботарев Е.Н., Иванов М.В. Распространение и активность сульфатредуцирующих бактерий в донных отложениях Тихого океана и Калифорнийского залива. – В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976.

Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972.

Belyaev S.S., Laurinavichus K.S. [Беляев С.С., Лауринавичус К.С.] Microbial formation of methane in marine sediments. – Enviroment. biogeochem. geomicrobiol. Ann. Arbor Sci. Michingan, 1978, vol. 1.

Claypool C.E., Kaplan I.R. Natural Gases in Marine Sediments. N.Y.; L.: Plenum Press, 1974.

Gocke K. Respiration von gelösten organischen Verbindungen durch natürliche Mikroorganismen-Populationen. Ein Vergleich zwischen verschiedenen Biotopen. – Mar. Biol., 1976, vol. 35, N 4.

Goldhaber M.B., Kaplan J.R. The sulfur cycle. – In: The Sea: Marine Chemisty. N.U. et al.: Wiley-Interscience Publication. Ney–York, 1974, vol. 5.

Hartmann M., Müller P.J., Suess E., Weijden C.N. van der. Chemistry of Late Quantiary sediments and their interstitied waters from the NW African continental margin. – Meteor, 1976, N 24.

Jorgensen B.B. A comparison of methods for the quantification of bacterial sulfate reduction in coastal marine sediments. – Geomicrobiol. J., 1978, vol. 1, N 1.

Lein A.Yu. [Леин А.Ю.]. Formation of carbonate and sulfide minerals during diagenesis of reduced sediments. – Environment. biochem. geomicrobiol. Ann. Arbor Sci. Michigan, 1978, vol. 1.

Sorokin Yu.I. [Сорокин Ю.И.]. The bacterial population and the processes of hydrogen sulphide oxidation in the Black Sea. – J. du Conseil Intern. Pour L'Exploration de La mer. 1972, vol. 34, N 3.
Steemann N.E. The use of radioactive carbon (C) for measurement organic production in the sea. – Journ. du Conseil Intern. Pour L'Exploration de La Mer., 1952, vol. 18, N 2.
Toerien D.F., Hattingh W.H.I. Anaerobic digestion. – In: The microbiology of anaerobic digestion Water Research. N.Y.: Pergamon Press., 1969, vol. 3.

УДК 552.501

В. Н. ХОЛОДОВ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПИТАЮЩИХ ПРОВИНЦИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО БЛОКА И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

На протяжении XX столетия идея эволюции осадочных процессов в истории Земли привлекала к себе внимание многих ученых. В работах В.И. Вернадского, А.П. Виноградова, Н.М. Страхова, Л.В. Пустовалова, А.Л. Яншина, А.Б. Ронова, А.И. Тугаринова, А.В. Сидоренко, а за рубежом – Р.А. Дэли, В.М. Гольдшмидта, И. Клауда, В.В. Руби, С.Ф. Дэвидсона, Р.В. Файбриджа, Р. Гаррелса и Ф. Маккензи были рассмотрены различные стороны необратимого изменения процесса осадкообразования во времени и в конечном счете создана общая картина, покоящаяся на твердом, эмпирически обоснованном фундаменте.

В настоящее время с большей или меньшей достоверностью нам известно, каким образом в пределах континентального блока Земли изменялось во времени от архея до квартера распределение железных руд, бокситов, кор выветривания, углей, карбонатных пород, соленосных скоплений и ряда других осадочных пород и осадочных полезных ископаемых.

Однако с объяснением причин этого общепланетарного явления дело обстоит значительно сложнее. До недавнего времени крупнейшие литологи и геохимики эволюцию осадочного породо- и рудообразования тесно связывали с направленным изменением обстановок седиментации и главной причиной всех изменений во времени считали развитие биосферы, атмосферы и гидросферы – внешних оболочек нашей планеты. Так, например, формирование железистых кварцитов, особенно характерных для среднего докембрия, многие исследователи связывали с высоким содержанием углекислоты и низким содержанием кислорода в атмосфере докембрийской Земли. Другие ученые теми же причинами объясняли широкое развитие черных металлоносных сланцев, пластовых фосфоритов и железомарганцевых руд на рубеже рифея и фанерозоя.

Постоянное преобладание доломитов в морях древнейших эпох Земли традиционно объяснялось высокой соленостью морских вод (щелочной резерв) и повышенным давлением углекислоты в атмосфере прошлого.

Можно было бы привести гораздо больше примеров, но все они будут говорить об одном и том же: резкие изменения в составе атмосферы и гидросферы, происходившие на протяжении обозримой истории планеты, долгое время привлекались в качестве одного из важнейших факторов эволюции осадочного процесса.

Между тем в последнее время все чаще обнаруживаются факты, свидетельствующие о необычайной древности формирования современного состава атмосферы и гидросферы. Так, например, в работах В.И. Виноградова с соавторами [1976; Виноградов, Лейтес, 1978], В.И. Бгатова [1976, 1977] и других исследователей было показано, что возникновение кислородной атмосферы планеты произошло уже в глубоком докембрии; эти данные хорошо увязываются с широким стратиграфическим распространением древнейших кор выветривания [Сидоренко, 1973; Сидоренко и др., 1973] и нижнепротерозойских красноцветов [Анатольева, 1972].

Сравнительно недавно работами В.В. Руби [Rubey, 1951], М.Г. Валяшко [1962] и Н.М. Страхова [1971] по составу соляных толщ и захороненных вод морских осадков было установлено, что уже в кембрии состав океанической воды был таким же, как сейчас; мало того, стабилизацию состава гидросферы М.Г. Валяшко [1976] связывает с появлением свободного кислорода и приурочивает ее к рубежу 1,5–2 млрд. лет. Близких взглядов придерживаются А.Б. Ронов с соавторами [1972].

Если все сказанное справедливо и окажется прав академик А.В. Сидоренко [1973], утверждающий принципиальное сходство осадкообразования в докембрии и фанерозое, то гипотезы о причинах, определивших формирование железорудных, марганценосных, фосфоритоносных, ванадиевых и редкометальных рудных эпох, так же как и эпох доломитообразования, должны быть существенно пересмотрены. Нужно искать другие факторы, влиявшие на специфику осадочного породо- и рудообразования в ходе геологической истории континентального блока.

На мой взгляд, таким очень важным, но пока слабо изученным и незаслуженно забытым фактором является геологическая история того исходного субстрата, на котором, собственно, и развивается осадочный процесс – геологическая история питающих провинций.

Большинство современных питающих провинций гетерогенно, т.е. слагается сложным комплексом осадочных, магматических и метаморфических пород, сосуществующих в разных количественных соотношениях. Однако теоретически можно представить себе водосбор седиментационного бассейна, целиком сложенный основными или кислыми магматическими или осадочными образованиями. В этом случае простое сравнение геохимического состава должно убедить

нас в том, что вещественные результаты мобилизации, переноса и отложения осадочного материала во всех трех случаях будут кардинально различны.

Действительно, средние кларковые содержания некоторых рудных и породообразующих элементов в трех разных петрографических типах субстрата резко различаются (табл. 1). Основные магматические породы обычно резко обогащены Mg, Ca, а также такими рудными элементами, как Fe, Mn, P, Cr, Ti, Co, Ni и др. В отличие от них кислые магматические породы содержат повышенные количества кремнезема, но заметно обеднены всей гаммой рудных элементов, тогда как осадочные породы более близки к кислым магматическим образованиям и только по содержанию SiO_2, Ca и Ti занимают промежуточное положение.

Нельзя не отметить, что различия в кларковом составе основных, кислых и осадочных пород настолько значительны, что появление даже небольших по площади основных интрузий или базальтов в пределах водосбора тотчас же отражается на составе осадков в области седиментации. Хорошим примером в этом отношении является современное Черное море: в его юго-восточной части осадки резко обогащены Fe, V и Ti, что соответствует полям развития основных эффузивов в пределах Малого Кавказа и Армении.

Легко себе представить состав осадков палеоводоема, который целиком питался бы за счет эродируемых основных магматических пород; так как 1 т этих образований дает в среднем от 80 до 100 кг Fe и от 6,1 до 16 кг других рудных компонентов, то в смежных областях седиментации должны были бы формироваться *металлоносные* осадки, особенно в том случае, если параллельно с осадконакоплением шли процессы интенсивной дифференциации вещества. Итак, даже по кларковому распределению наиболее распространенных компонентов питающие провинции, сложенные основными и кислыми магматическими, а также осадочными породами, кардинально различаются.

Еще существеннее выявляются различия по рудным месторождениям, связанным с этими же тремя группами пород.

Для основных магматических пород довольно четко устанавливается одна очень любопытная закономерность: кларковые содержания большинства химических элементов в них типичны для эффузивов, а рудные - для интрузий. Характерно, что главными рудными компонентами являются те же элементы, кларк которых обычно повышен в породах основного ряда; к ним принадлежат Fe, Ti, P, Cr и другие металлы, образующие скопления в интрузиях габбро, габбро-анортозитов и габброидов. Количества Fe в них достигают 60%, трехокиси Cr - 40%, двуокиси Ti - 20%, пятиокиси V - 1,5%, пятиокиси P - 40%; кроме них, в породах нередко присутствуют платиноиды, Co, Ni, Cu. Рудные тела таких месторождений часто соизмеримы с самими интрузивными телами и прослеживаются на десятки, а нередко и сотни квадратных километров. Совершенно очевидно, что с точки зрения геохимика-осадочника,

Таблица 1

Среднее содержание в породах некоторых рудных и породообразующих элементов (в кг/т), по А.П. Виноградову [1962]

Элемент	Породы		
	основные и ультраосновные (дуниты, перидотиты, базальты, габбро)	кислые (граниты, липариты и др.)	осадочные (глины, сланцы, песчаники, известняки)
Si	202,0–228,0	323,0	248,0
Na	5,7–19,4	27,7	6,6
Mg	45,0–141,0	5,6	13,4
Ca	67,2–77,0	15,8	25,2
Fe	85,6–98,5	27,0	33,3
Mn	1,3–2,2	0,6	0,6
P	1,2–1,4	0,7	0,7
Cr	0,3–2,0	0,025	0,16
Ti	3,0–9,0	2,3	4,5
Ni	0,16–1,2	0,008	0,095
Co	0,04–0,2	0,005	0,023
U	0,14–0,2	0,04	0,13

месторождения титаномагнетитовых руд, например, связанные с габброидами, представляют собой особую питающую рудную провинцию с огромными потенциальными возможностями.

В группе кислых магматических пород различия между эффузивами и интрузиями стираются – и те и другие чаще всего содержат очень невысокие кларковые количества химических элементов. В некоторых типах гранитоидов встречается железорудное, оловянное, свинцово-цинковое и вольфрам-молибденовое оруденение; в таких случаях, как это было показано В.В. Ляховичем [1967], сами вмещающие породы содержат несколько повышенные количества рудогенных элементов, но в целом эти образования вряд ли можно рассматривать как очень важный источник материала в связи с небольшими размерами собственно рудных скоплений.

Рудные месторождения осадочного и вулканогенно-осадочного генезиса, по-видимому, из-за относительно небольших размеров и невысоких коэффициентов концентрации рудных компонентов также вряд ли могут конкурировать с основными магматогенными образованиями; исключение составляют железорудные пояса железистых кварцитов и крупные фосфоритоносные бассейны, локализация которых, несомненно, может определить облик рудной питающей провинции.

Таблица 2

Геохимические типы питающих провинций континентального блока Земли

Распределение элементов (компонентов)	Основные интрузии и эффузивы. Преобладают Fe, Mg, Mn, Ca, Ti, V, Cr, P и другие элементы ряда протокристаллизации	Кислые интрузии и эффузивы. Преобладают SiO_2, K, Na, Li, Be, Ba, Sn, Pb и другие элементы телокристаллизации	Осадочные породы. В целом обеднены рудными компонентами, но содержание некоторых элементов (Ca, Ti, Ni и др.) выше, чем в кислых магматических породах
Кларковое	Континентальные базальты	Кислые эффузивы, гранитоиды	Песчаники, глины, карбонатные породы
Рудное	Габброиды и габбро-анортозиты с концентрациями	Граниты с концентрациями Pb, Sn, W и других редких элементов	Железистые кварциты докембрия ($Fe-SiO_2$), фосфоритоносные бассейны кембрия и фанерозоя (P)

В сильно идеализированном варианте важнейшие геохимические типы питающих провинций континентального блока представлены в табл. 2. По горизонтали их позволяет отличать химико-петрографический состав, а по вертикали – геохимический тип распределения рудных компонентов.

Как уже было отмечено выше, современные реальные водосборы эпиконтинентальных водоемов имеют очень сложное геологическое строение: в их составе наряду с магматическими образованиями обычно принимают участие более древние осадочные, метаморфические и эффузивные отложения, разнообразные рудные месторождения, древние и современные коры выветривания, а также почвенные горизонты.

По особенностям строения водосборов среди современных водоемов, в которых накапливаются относительно мелководные осадки, довольно резко различимы две группы.

Типичным представителем первой группы является Азово-Черноморский водоем, многократно описанный в работах Н.М. Страхова [1954, 1960]. Как известно, водосбор Черного моря занимает 1864000 км^2, что в 3,7 раза превышает акваторию самого водоема (500000 км^2). Северная часть водосбора (рис. 1) приходит-

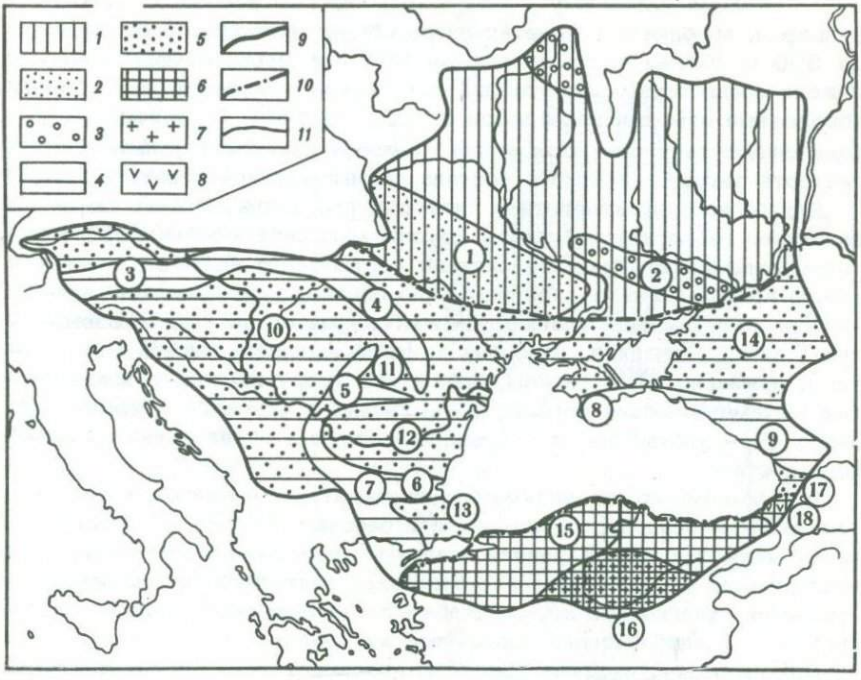


Рис. 1. Геологическое строение водосборного бассейна Черного моря

1 – Русская платформа: *2* – докембрийские гнейсы, мигматиты, интрузии, *3* – отложения карбона; *4* – структуры Альпийской складчатой зоны, в строении которых преобладают осадочные отложения; *5* – межгорные и предгорные впадины; *6* – структуры Альпийской зоны, в строении которых преобладают эффузивы и эффузивно-осадочные отложения; *7* – устойчивый массив, сложенный молодыми эффузивами; *8* – основные эффузивы; границы: *9* – водосбора, *10* – платформы и передового прогиба, а также двух субпровинций Альпийского пояса, *11* – структур; цифры на рисунке – номера положительных элементов водосбора (1 – Украинский кристаллический щит, 3 – Альпы, 4 – Карпаты, 5 – Трансильванские Альпы, 6 – Балканы, 7 – Родопские горы, 8 – Крым, 9 – Кавказ, 15 – Понтические горы, 16 – Анатолийский массив, 18 – Аджаро-Имеретинские горы) и номера впадин (2 – Донбасс, 10 – Панонская, 11 – Трансильванская, 12 – Валахская, 13 – Фракийская, 14 – Кубанская, 17 – Рионская)

ся на Русскую платформу и отличается плоским и слабоподнятым рельефом, абсолютные отметки здесь обычно колеблются от 200 до 300 м. Южная часть питающего бассейна Черного моря расположена среди горных сооружений Альпийской складчатой зоны. Здесь абсолютные отметки колеблются от 200 до 4500 м, причем на фоне сильно расчлененного горного рельефа возникает удивительная пестрота петрографического состава размывающихся пород.

Для полной характеристики питающей провинции Черного моря на основе геологической карты Европы масштаба 1 : 5000000 методом взвешивания были подсчитаны соотношения площадей водосбора, представленных различными по составу породами. Как оказалось, 89% площади слагают разнообразные осадочные образования (глины, песчаники, известняки, флиш, молассы, писчий мел и т.п.), примерно 5% – гнейсы, мигматиты и другие сильно измененные метаморфические породы, 2% – кислые и основные интрузии и около 4% – эффузивные и эффузивно–осадочные образования различного состава.

В целом можно, по–видимому, утверждать, что наиболее важным поставщиком осадочного материала в бассейн Черного и Азовского морей являются более древние осадочные породы; иначе говоря, в исследуемом морском бассейне благодаря деятельности рек осуществляется грандиозное по масштабам переотложение глинисто–терригенного и карбонатного осадочного материала.

Принципиально сходные процессы протекают также в Аральском, Каспийском и Средиземном эпиконтинентальных бассейнах; геологическое строение их водосборов очень похоже на строение Азово–Черноморской питающей провинции.

Характерным представителем второй группы водоемов является Балтийское море (рис. 2). Площадь его акватории равна 386000 км^2, а размеры питающей провинции достигают 1385000 км^2. По соотношению площади водосбора к площади акватории Черное (B:L = 3,7) и Балтийское моря (B:L = 3,5) довольно близки. Область, питающая Балтийское море осадочным материалом, располагается на равнинах, благодаря чему в речном стоке растворы преобладают над взвесями [Страхов, 1968].

Северная часть водосбора Балтийского моря представлена интрузиями и древними метаморфизованными породами Фенно–Скандинавского щита, южная часть – разновозрастными осадочными толщами (кембрий, силур, ордовик, девон) Русской платформы.

Подсчеты, выполненные на основе все той же геологической карты Европы (1:5 000 000), показывают, что осадочные толщи слагают 52% площади водосбора. Среди них бесспорно преобладают красноцветные терригенно–глинистые, реже карбонатные отложения девона, палеогена и неогена. Преимущественно кислые интрузивные породы составляют 22% площади водосбора, а разнообразные гнейсы, мигматиты, сланцы и другие метаморфические образования – 21%. В резко подчиненном количестве встречаются

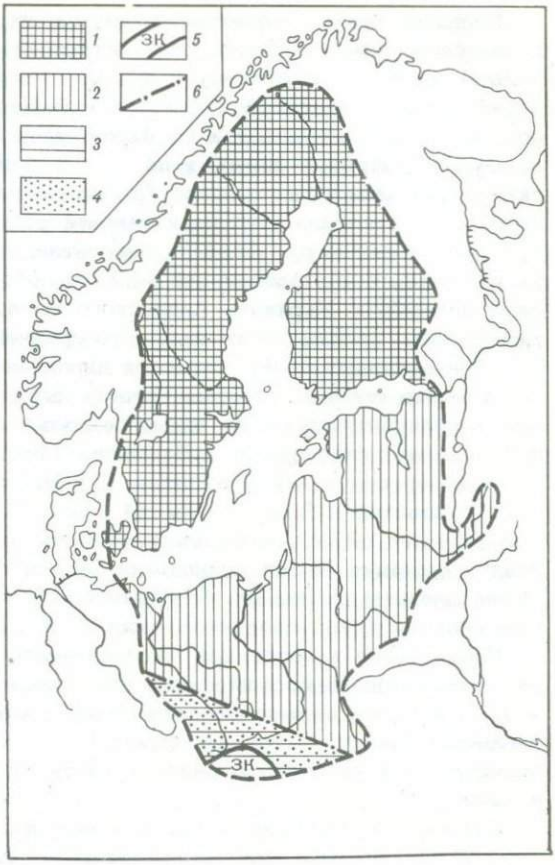


Рис. 2. Геологическое строение водосборного бассейна Балтийского моря

1 – интрузии и метаморфические толщи Фенно-Скандинавского щита; *2* – кембро-ордовикские и девонские отложения Русской платформы; *3* – Альпийская складчатая зона; *4* – предгорные впадины; *5* – Западные Карпаты; *6* – границы платформы и передового прогиба

эффузивы и вулканогенно-осадочные отложения, распространение которых оценивается примерно в 5%.

По геологическому строению водосборных площадей к Балтийскому морю близки Великие озера (США, Канада), оз. Байкал и Японское море.

Данные, полученные нами для отдельных эпиконтинентальных водоемов, находятся в согласии с общими подсчетами, выполненными для всего континентального блока Блэттом и Ионсом [Blatt, Yones, 1975] с применением новейших карт и ЭВМ. При включении в схему подсчета четвертичных отложений оказалось, что 72% площади современных континентов слагают осадочные отложения, 9% – интрузивные и 8% – эффузивные. Иначе говоря, в настоящее время основная масса современного твердого стока формируется за счет переотложения осадочных образований; с геохимической точки зрения это означает, что ныне в морях и океанах формируются осадки с минимальным количеством рудных компонентов.

Установив определяющую роль осадочных пород в строении провинций, питающих современные эпиконтинентальные и краевые моря, логично задать вопрос: всегда ли в геологической истории нашей планеты строение водосборов оставалось постоянным? Ответ на этот вопрос можно получить, если обратиться к наиболее древнему, доархейскому этапу развития Земли.

Большинство исследователей, изучавших петрографический состав древнейших пород на Земле, склоняются к мысли, что это были базальты, сходные по составу с лунными породами. Так, например, в работах Н.В. Фроловой [1951] и Е.В. Павловского [1970] на основе анализа материалов по Алданскому щиту, а также Украинскому, Балтийскому щитам и по Южной Америке впервые критически рассматривалась гипотеза "первозданных гранитов"; авторы однозначно показали, что на начальной стадии развития нашей планеты повсеместно преобладали базальтовые излияния и продукты их размыва. Ю.И. Половинкина [1973], обобщив материал по раннему докембрию Украины, Алданского щита, Анабарского массива, Енисейского кряжа, установила, что древнейшими супракрустальными образованиями архея являются пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, которые представляют собой метаморфизованную в гранулитовой фации толщу основных эффузивов. К аналогичным выводам склоняются А.Б. Ронов [1964], Ю.М. Шейнман [1963], А.П. Виноградов и А.И. Тугаринов [1968], П.Н. Кропоткин [1955], М.З. Глуховский и Е.В. Павловский [1973] и многие другие. Престон [Preston,1972], специально разрабатывавший модель ранней стадии развития Земли, предложил первый период существования нашей планеты именовать "селенийским", подчеркивая этим большое геохимическое сходство Земли и Луны.

Проведенное в последние годы изучение образцов лунного грунта, доставленного космическими кораблями "Апполон-11, 12, 14 и 15", а также первые представления о химическом составе поверхности Марса, Венеры и других планет земной группы полностью подтверждают гипотезу о базальтоидном составе Земли в раннем архее.

Становится очевидным, что развитие питающих провинций континентального блока шло от преобладания базальтов на ранних стадиях развития Земли к преобладанию осадочных образований на более поздних; иначе говоря, размеры выходящих на дневную поверхность площадей изверженных пород в ходе геологической истории все уменьшались, а размеры площадей осадочных пород все возрастали. Отмеченная закономерность была впервые качественно установлена Н.М. Страховым [1960]; количественное подтверждение она нашла позднее в расчетах А.Б. Ронова, А.А. Мигдисова и А.А. Ярошевского [1972].

Нельзя не отметить, что одновременно с сокращением площадей развития магматических пород заметно менялся их состав. Основные базальтоиды, количественно преобладавшие в ландшафтах катархея и нижнего докембрия и слагавшие первичную океаническую кору, в среднем докембрии сменяются огромными полями кислых пород типа чарнокитов и гранито-гнейсов. Их появление связано с формированием континентальной коры, с заложением жестких ядер щитов.

В последующее позднедокембрийское время наряду с основными эффузивами широкое распространение получают основные интрузии, закладываются и формируются габбро-анортозитовые пояса.

Таким образом, магматические процессы докембрия развивались от основных эффузивов к кислым и основным интрузиям, а позднее – к щелочным породам.

Огромное и принципиально важное значение имело то обстоятельство, что горообразовательные процессы на ранних стадиях развития планеты имели региональное значение. Они формировали ядра щитов и фундаменты древних платформ, обладающие сходным петрографическим составом на огромных площадях; в силу этого возникающие протоструктуры являлись весьма мощными и геохимически постоянными источниками однотипного материала для древних бассейнов седиментации.

Более поздние тектоно-магматические циклы носили местный характер, проявлялись локально и создавали геохимически неоднородные источники питания для более молодых осадочных бассейнов.

Из сказанного вырисовывается третья особенность эволюции водосборов древних палеоводоемов: развитие питающих провинций шло от планетарных, региональных явлений к явлениям местным, локальным, геологически пестрым.

Состояние изученности геологии докембрия в настоящее время не позволяет достаточно точно воссоздать эволюцию состава питающих провинций континентального блока на протяжении обозримой истории Земли. Тем не менее самое приблизительное и общее представление дает схема, изображенная на рис. 3.

На ней выделяются четыре этапа, каждый из них отличается своим собственным, резко индивидуальным составом питающих провинций континентального блока. Первый этап отвечает древнейшему периоду и охватывает интервал времени от 4,5 до 2,6 млрд. лет назад. Строение древнего субстрата, слагавшего водосборные площади Земли в это время, прекрасно описал Н.М. Страхов [1963, с. 508]: "... на азойском этапе в земной коре еще не существовало разделения на геосинклинальные и платформенные участки. Не было еще и линейно-вытянутых горных цепей – типичного порождения складкообразовательных процессов. Ландшафт был типично вулканический: большие плоские пространства, усеянные редко разбросанными вулканическими конусами; этот ландшафт воспроизводил в некоторой степени современный лунный".

Как показали исследования А.М. Гудвина [1977], древнейшие базальты отличались удивительной однородностью состава; сходство химизма вулканитов на всей территории Канадского щита, например, позволяет, согласно данным этого автора, отыскивать для них общий мантийный источник. Выветривание базальтов в зоне гипергенеза приводило, по-видимому, еще в архейское время к образованию железистых кварцитов.

В раннем докембрии особенно резко проявился эффузивный процесс; широкое распространение основных эффузивов группы диабазов или спилитов, иногда метаморфизованных до разнообразных амфиболитов, сочетается здесь с возникновением первых туфогенных песчаников, железистых кварцитов и других осадочных обра-

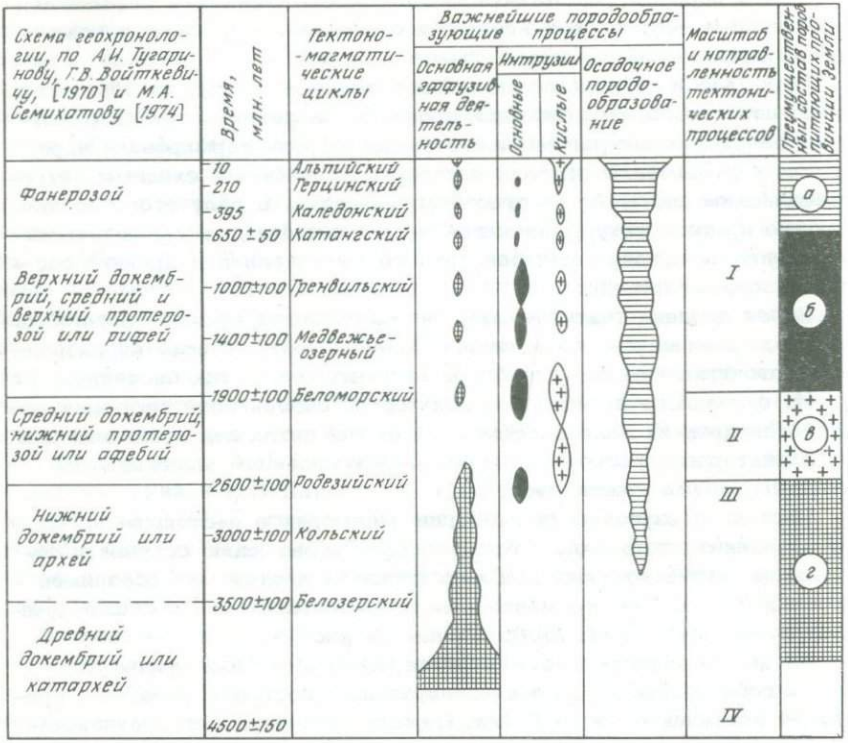


Рис. 3. Этапы развития питающих провинций в истории Земли

а – постепенно ведущую роль начинают играть осадочные породы; *б* – наряду с основными эффузивами, кислыми магматическими и осадочными породами большую роль начинают играть рудосодержащие габбро-анортозиты; *в* – преобладают кислые магматические породы типа чарнокитов; *г* – преобладают основные эффузивы и эффузивно-осадочные породы

I – планетарное формирование чехла древних платформ; локальное развитие геосинклиналей и разрастание древних платформ за счет орогенов; формирование чехла молодых платформ; II – планетарное формирование фундамента платформ; III – планетарное формирование древних ядер щитов; IV – океаническая стадия развития щитов

зований. К концу раннего докембрия наряду с толщами основного состава появляются первые полевошпат-слюдяные гнейсы, свидетельствующие о начавшейся дифференциации вещества.

Второй этап охватывает период от 2,6 до 1,9 млрд. лет назад. Планетарные тектоно-магматические события, происходившие в начале этого этапа, стимулировали мощное развитие явлений гранитизации, ею были охвачены нижнедокембрийские основные эффузи-

вы, а также разнообразные осадочные образования. Возникают кислые магматические породы, совершенно необычные по составу, сочетающие в себе черты гранитоидов и замещаемых ими пород. Таковы, например, чарнокиты – интрузивные породы калий-полевошпат-гиперстенового состава, содержащие до 3% магнетита с биотитом и апатитом; по мнению некоторых исследователей, они представляют собой гранитизированные эффузивы основного состава.

Очень быстро в большинстве питающих провинций мира кислые магматогенные породы начинают играть ведущую роль. Это обстоятельство тотчас отражается на геохимическом составе осадков того времени; наряду с железистыми кварцитами, граувакками и другими металлоносными отложениями, соответствующими составу базальтоидов, в осадочных толщах появляются аркозовые песчаники и породы, существенно обогащенные Na, K, Si и Al.

Третий этап соответствует позднему докембрию и охватывает период от 1900 до 570 млн. лет назад. В начале этого времени протекают необычайно интенсивные процессы магматогенного рудообразования, связанные с возникновением габбро-анортозитовых поясов Земли.

Большое значение для литолого-петрографической характеристики площадей водосборов этого времени имело становление крупных интрузий габбро-анортозитов. Их массивы известны в пределах Канадского щита (Лабрадор, Сагуней Ривер, Иври, Сан-Урбен, Морин, Лабревиль, Адирондак, Дулут), в краевых частях Русской платформы (Коростеньский, Новомиргородский, Берген, Экерзунд, Ахвенисто, Выборгский), на Урале, по окраинам Сибирской платформы (Лысанский, Кизирский, Манкресовский, Арсентьевский, Чиней, Калар, Джугджур), на Африканской (Бушвельд) и Индийской платформах. Размеры этих интрузий варьируют довольно широко – от 300 до 18000 км^2. При этом наиболее крупные массивы гипербазитов достигают гигантских размеров. Таковы, например, габбро-норитовая интрузия оз. Аллард (Канада), занимающая площадь более 7500 км^2, Выборгский плутон габбро-норитов с примесью рапакиви, расположенный на территории, превышающей 18000 км^2, Бушвельдский стратиформный массив лейкократовых перидотит-габбро-анортозитов, залегающий на площади более 150000 км^2.

Как уже отмечалось, с этими интрузиями связаны огромные массы титаномагнетитовых, ванадиевых, апатитовых, никель-кобальтовых и платиновых руд, имеющих промышленное значение в самых различных районах мира.

Любопытно, что планетарной эпохе магматического рудообразования позднего докембрия отвечает соответствующая осадочная эпоха.

Подробное описание специфики вендско-кембрийского оруденения было выполнено нами в ряде предыдущих работ; здесь же уместно отметить, что в это время на огромных площадях Евразии, Австралии и Северной Африки получают распространение железомарганцевые руды, черные ванадиеносные сланцы, пластовые фосфориты,

реже магнезиты и доломиты [Холодов, 1970а,б, 1973, 1975а,б]. Наряду с рудоносными осадочными образованиями в геосинклиналях рифейского времени широким распространением пользуются карбонатные, кремнистые и терригенно-глинистые отложения, а на платформах встречаются гипсоносно-соленосные породы.

Четвертый и заключительный этап развития водосборов соответствует фанерозою и охватывает период от 570±50 млн. лет до настоящего времени. В этот период в составе питающих провинций осадочные отложения постепенно вытесняют интрузии, эффузивные образования и метаморфические комплексы. Соответственно в питании палеоводоемов все большую роль начинают играть продукты разрушения осадочных пород и все меньшую – ювенильное вещество интрузий, разнообразных эффузивов и метаморфических образований. Осадочный процесс переходит на "самообслуживание"; каждое последующее складкообразование, формирующее питающую провинцию для смежных эпиконтинентальных водоемов, вводит в сферу осадкообразования все меньшую порцию ювенильного магматического материала. В осадочном цикле начинает заметно преобладать многократное переотложение осадочного материала, и это должно налагать отпечаток на вещественные результаты осадконакопления; рудные элементы ряда протокристаллизации, такие как Fe, V, Ti, P, Mn и Ni, в эпиконтинентальных морях все реже образуют крупные осадочные рудные скопления и "разбавляются" безрудным осадочным материалом.

Подводя итоги, хотелось бы особенно подчеркнуть выводы и следствия из предлагаемой схемы эволюции питающих провинций континентального блока.

1. Основные магматические породы играют важную роль в составе питающих провинций докембрия; с ними связаны огромные количества Fe, Mn, V, Ti, P, Mg и других рудных элементов ряда протокристаллизации.

2. Рудоносность основных магматических пород возрастает от архея к позднему докембрию. формирование габбро-анортозитовых поясов Земли в позднем докембрии явилось кульминационным пунктом докембрийского магматогенного рудогенеза. Магматогенная рудная эпоха создала огромные скопления эндогенных железных, титановых, ванадиевых, апатитовых и сульфидных руд; отражением ее явилась вендско-кембрийская рудная осадочная эпоха, во время которой были сформированы крупные залежи осадочных пластовых фосфоритов, ванадиеносных черных сланцев, железомарганцевых руд.

3. Уменьшение запасов руд V, Fe, P и других рудных компонентов в фанерозое связано с их разбавлением безрудным осадочным материалом в связи с качественным изменением состава питающих областей. Этим же явлением обусловлено затухание процессов доломитообразования в постальгонской истории платформ, хорошо описанное в работах А.П. Виноградова, А.Б. Ронова, В.М. Ратынского [1952], Н.М. Страхова [1963], Гаррелса и Маккензи [1974].

4. Изменение кларковых содержаний Fe, Ti, Mg и некоторых других элементов в разновозрастных отложениях Русской и Американской платформ также может быть связано с усилением роли осадочных пород в составе питающих провинций; во всяком случае этот фактор следует научиться оценивать при разнообразных палеогеографических и палеогеохимических реконструкциях.

Литература

Анатольева А.И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972.

Бгатов В.И. Кислород земной атмосферы. 1. Происхождение. М.: Недра, 1976. (Тр. Сиб. НИИ геол. и геофиз. минерал сырья; Вып. 218).

Бгатов В.И. Кислород земной атмосферы. 2. Развитие. М.: Недра, 1977. (Тр. Сиб. НИИ геол. и геофиз. минерал сырья; Вып. 250).

Валяшко М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962.

Валяшко М.Г. Эволюция химического состава воды океана. – В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1976.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. – Геохимия, 1962, т. 7.

Виноградов А.П., Ронов А.Б., Ратынский В.М. Эволюция химического состава карбонатных пород. – В кн.: Совещание по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1952, вып. 1.

Виноградов А.П., Тугаринов А.И. О геохронологической шкале докембрия. – В кн.: XXIII сессия МГК: Докл. сов. геол. М.: Наука, 1968.

Виноградов В.И., Реймер Т.О., Лейтес А.М., Смелов С.Б. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли. – Литол. и полез. ископ., 1976, № 4.

Виноградов В.И., Лейтес А.М. Об условиях седиментации в раннем докембрии и времени становления кислородной атмосферы Земли. – Литол. и полез. ископ., 1978, № 3.

Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974.

Глуховский М.З., Павловский Е.В. К проблеме ранних стадий развития Земли. – Геотектоника, 1973, № 2.

Гудвин А.М. Архейский вулканизм на Канадском щите. – В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977.

Кропоткин П.Н. Современные геофизические данные о строении Земли и проблемы происхождения базальтовой и гранитной магмы. – В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955.

Ляхович В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М.: Наука, 1967.

Павловский Е.В. Ранние стадии развития земной коры. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5.

Половинкина Ю.И. Ранний докембрий. – В кн.: Геохронология СССР. Л.: Недра, 1973.

Ронов А.Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. – Геохимия, 1964, № 8.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. К геохимической истории внешних оболочек Земли. – В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972.

Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. – Тр./ГИН АН СССР, 1974, вып. 254.
Сидоренко А.В. Осадочная геология докембрия, состояние и задачи. – В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. X Всесоюз. литол. совещ.: Тез. докл. М., 1973.
Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М. и др. К геохимии гипергенеза в раннем докембрии. – В кн.: I Междунар. геохим. конгр.: Доклады. М.: ГЕОХИ, 1973, т. 4, кн. 1. Осадочные процессы.
Страхов Н.М. Основные черты питания современных внутриконтинентальных водоемов осадочным материалом. – В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954.
Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1, 2.
Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
Страхов Н.М. К теории осадочного геохимического процесса в гумидных зонах. – В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968.
Страхов Н.М. Бурение на дне океанов и его значение для познания послекембрийского литогенеза. – Литол. и полез. ископ., 1971, № 5.
Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970.
Фролова Н.В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. – Тр. Иркут. гос. ун-та. Сер. геол., 1951, т. 5, вып. 2.
Холодов В.Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. I. Довендские поднятия как источники рудных компонентов. – Литол. и полез. ископ., 1970а, № 2.
Холодов В.Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. II. Осадочные руды ванадия, фосфора, железа, марганца и условия их образования. – Литол. и полез. ископ., 1970б, № 4.
Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. – Тр./ГИН АН СССР, 1973, вып. 251.
Холодов В.Н. О роли мантийного вещества в осадочном рудообразовании.– Литол. и полез. ископ., 1975а, № 6.
Холодов В.Н. Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли.– В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975б.
Холодов В.Н., Штеренберг Л.Е. К оценке роли Балтийского щита в качестве рудной питающей провинции. – Литол. и полез. ископ., 1977, № 5.
Шейнманн Ю.М. Существуют ли ювенильные граниты? – Сов. геол., 1963, № 1.
Blatt H., Yones R.Z. Proportions of exposed igneous, metamorphic and sedimentary rocks. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, vol. 86.
Preston C. A working model of the primitive Earth. – Amer. J. Sci., 1972, vol. 272, N 6.
Rubey W.W. Geologic history of sea water. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, vol. 62, N 9.

УДК 551.35.261

Н.А. ЕРЕМЕНКО, И.Д. ЗХУС, М.В. КОРЖ, Н.А. КРЫЛОВ, Н.А. МИНСКИЙ, С.Г. САРКИСЯН

ОСОБЕННОСТИ ЛИТОГЕНЕЗА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТОЛЩ В РАЗНЫХ УСЛОВИЯХ

Многочисленными работами советских и зарубежных исследователей установлено, что на протяжении геологической истории состав осадочных толщ не остается постоянным, а претерпевает изменения, часто очень значительные. При этом преобразуется как неорганическое, так и органическое вещество (ОВ) пород. Однако исторически сложилось такое положение, при котором исследователи, изучавшие неорганические компоненты осадочных пород, почти или вовсе не уделяли внимания ОВ и, напротив, авторы, которым принадлежат порой фундаментальные труды по изучению ОВ, не придавали должного значения преобразованиям неорганической составляющей. Вследствие этого оказалось, что при общем признании несомненной пространственно-временной связи между литогенетическими процессами, охватывающими все без исключения слагаемые осадочных пород, в том числе и ОВ, осталось неясным, существует ли и если существует, то в чем заключается генетическая сопряженность между ними. В частности, исчезновение набухающих глинистых минералов (монтмориллонита и смешанослойных) и палыгорскита на поздних стадиях литогенеза почти никем не отрицается – имеются многочисленные примеры, наблюдавшиеся в самых различных районах мира. Единодушно признается и то, что ОВ осадочных пород претерпевает значительные изменения. Что же касается названных процессов в совокупности, то здесь в лучшем случае глинам отводится роль катализаторов преобразования ОВ [Клубова, 1973; и др.]. Между тем исследования, выполненные в последние годы в ИГиРГИ и других организациях, привели к результатам, позволяющим более определенно судить о взаимосвязи между изменениями глинистого вещества и ОВ осадочных пород. Решение этой задачи потребовало исследований природных объектов и экспериментов в лабораторных условиях, причем выполнен комплекс современных аналитических приемов, включающих рентгенографию (дифрактометрию), растровую электронную микроскопию и ряд других методов. Детальный анализ состава глинистого вещества одновозрастных и однофациальных пород, находящихся на разных стадиях литогенеза, показал, что по мере углубления литогенетических преобразований уменьшается содержание набухающих минералов и возрастает содержание ненабухающих. В позднем катагенезе независимо от первоначального состава ассоциаций, который был обусловлен обстановкой седиментации, глинистые комплексы оказываются сложенными только двумя минералами – гидрослюдой и хлоритом. Трансформационные ряды, приводящие к появлению столь единообразного двухкомпонентного

комплекса, показаны на рис. 1. Эти ряды и определяют различия в составе глинистых комплексов на разных стадиях литогенеза.

Как видно на рис. 2, непосредственно после диагенеза ассоциации оказываются максимально соответствующими условиям седиментации. При этом соответствие достигается как переработкой в седиментационном бассейне несвойственных его гидрохимическим особенностям минералов, так и сохранением сносимого из областей питания материала, устойчивого в бассейне аккумуляции. Соответствие глинистых минералов условиям осадконакопления в породах, не испытавших катагенетических преобразований, устанавливается повсеместно, при этом диагенетическая переработка глинистого вещества вовсе не обязательна. Она оказывается тем интенсивнее, чем больше разнятся между собой природные обстановки в областях мобилизации и аккумуляции материала, и тем слабее, чем меньше различия этих обстановок. Так или иначе, но после диагенеза глинистые комплексы в наибольшей степени приспособлены к гидрохимическим параметрам внешней среды. Здесь наблюдаются четкие отличия морских и континентальных отложений, а также отложений, принадлежащих гумидной и аридной климатическим зонам. Различия эти в первую очередь обусловлены концентрацией водородных ионов (pH). Пониженные значения pH (кислая среда) наиболее характерны для гумидного осадконакопления, тогда как повышенные (щелочная среда) связаны с морскими бассейнами, а также с аридной сушей. Именно поэтому наблюдается большое сходство между ассоциациями глинистых минералов аридного и морского происхождения – в данном случае решающая роль принадлежит pH среды, а также, как известно [Клубова, 1973], обменным ионам.

В дальнейшем, на ранней и средней стадиях катагенеза, сокращается количество набухающих минералов, а также палыгорскита. Такие ассоциации все еще несут в себе признаки, позволяющие судить об условиях седиментации, правда, менее уверенно, чем по глинистому веществу пород, прошедших только диагенетическую стадию.

Сокращающиеся на этих стадиях содержания монтмориллонита, смешанослойных образований и палыгорскита определяют начало тенденции возникновения двухкомпонентных ассоциаций в позднем катагенезе. На этой поздней стадии независимо от первоначального состава глинистых комплексов наблюдается их полное сходство. Породы сложены в основном гидрослюдой и хлоритом – ненабухающими минералами, что обусловливает возможность появления в них систем незалечивающихся трещин. В результате реализации этой возможности, что более вероятно в тектонически активных областях, покрышки иногда преобразуются в коллекторы.

Таким образом, можно утверждать, что фильтрационно-емкостные параметры, определяющие процессы миграции и аккумуляции углеводородов, формируются в диагенезе и катагенезе.



Рис. 1. Трансформационные ряды основных глинистых минералов

В диагенезе происходит плавное уплотнение пород, сопровождаемое удалением большого количества воды, в основном свободной. Одна из наиболее интересных работ по теории уплотнения глинистых осадков на этой стадии принадлежит Н.Б. Вассоевичу [1960]. В катагенезе уплотнение глинистых пород происходит неравномерно (ступенчато), при этом отделяется главным образом связанная вода. Сложный процесс формирования коллекторов и флюидоупоров в катагенезе исследовался многими авторами [Чепиков и др., 1962; Maxwell, 1964; Прошляков, 1974; Powers, 1967; Савкевич, 1971]. В этом процессе особо важная роль отводится трансформации таких минералов, как кальцит, монтмориллонит и кварц.

Литогенез нефтегазоносных толщ, содержащих кальцит и монтмориллонит, имеет свои особенности, связанные с глубинными уровнями устойчивости названных минералов. Кальцит и монтмориллонит, а также близкие к ним изоморфные разности широко распространены в нефтегазоносных бассейнах и поэтому оказывают существенное влияние на петрофизические свойства пород, прежде всего благодаря тому, что за пределами границы устойчивости кальцит растворяется, а монтмориллонит переходит в смешанослойные минералы, а затем в гидрослюду.

Растворение кальцитового цемента глинистых, песчано-алевритовых пород, а также жильного и базисного кальцита карбонатных пород вызывает освобождение связанных углеводородов, которые вовлекаются в общий поток миграции.

Изучение первичной миграции углеводородов с учетом растворения и кристаллизации кальцита приводит к выводу о направленном

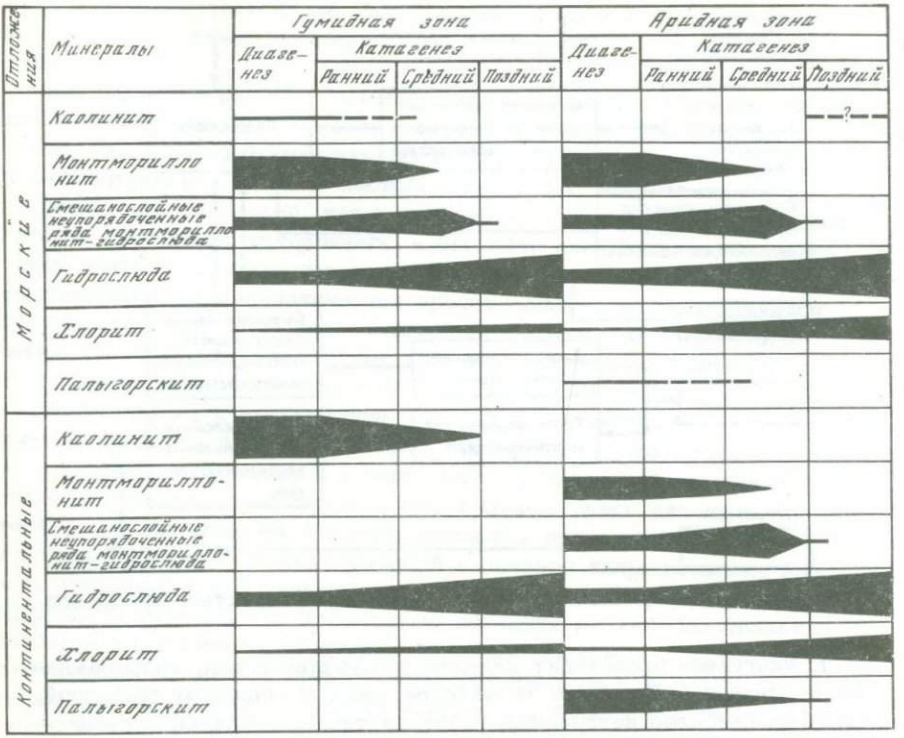


Рис. 2. Распределение основных глинистых минералов в отложениях различных климатических и гидрохимических зон на разных стадиях литогенеза

прерывистом типе процесса, который в зависимости от изменения физико-химической обстановки затухает или активизируется.

Были проведены исследования первичной миграции битумов и нефти в нижнекаменноугольных известняках Предуральского прогиба (Кизеловский бассейн). В истории формирования этих известняков жильный и породообразующий кальцит несколько раз подвергался растворению и освобождал битумы, которые были заключены в нем или запечатаны им в полостях и трещинах пород. С каждой фазой растворения количество кислых компонентов в освобождаемых битумах уменьшалось. Кислые компоненты сорбировались породой. И наконец, при широкой миграции нефти, когда растворился кальцит третьей генерации (кальцит-3), величина отношения кислых компонентов к нейтральным сократилась до 0,003, тогда как первоначально она составляла 14,6.

Установлено, что в стратисфере существует несколько глубинных уровней устойчивости кальцита и монтмориллонита. Верхний уровень, контролируемый экзогенными процессами, совпадает с границей карстовых явлений, под ним кальцит и монтмориллонит

вначале находятся в поле устойчивости, а затем выходят из него и подвергаются трансформациям.

Представленная на рис. 3 схема петрофизической зональности кальцит- и монтмориллонитсодержащих пород относится к наиболее распространенному варианту, который отражает несколько повышенную напряженность теплового поля ($6^{\circ}C/100$ м).

Схема иллюстрирует следующую зональность:

$А_1$ – зона карста; $А_2$ – верхняя подзона уменьшения емкости пустотных пространств и проницаемости (здесь кальцит и монтмориллонит устойчивы).

$Б_2^1$ – подзона глубинного увеличения емкости пустотных пространств и проницаемости (кальцит в этой подзоне растворяется, монтмориллонит гидрослюдизируется); $Б_2^2$ – подзона уменьшения емкости пустотных пространств и сохранения проницаемости (кальцит продолжает растворяться, выделяются кварц, силикаты, в том числе полевые шпаты, плагиоклазы; продолжается слюдизация и хлоритизация); $Б_2^3$ – нижняя подзона уменьшения емкости пустотных пространств и проницаемости (происходит интенсивное окварцевание гранулярных коллекторов, исчезают монтмориллонит и смешанослойные образования, глинистый комплекс состоит в основном из гидрослюды и хлорита).

Верхняя часть подзоны $Б_2^1$ отвечает области оптимальных свойств коллекторов. Она определяется тремя условиями: 1) ростом пористости, 2) ростом проницаемости, 3) падением давления в коллекторах по сравнению с вмещающими глинистыми породами и коллекторами, лежащими в зоне гравитационной доминанты – область ступенчатого уплотнения (*су* 2). При переходе к подзоне $Б_2^2$ проницаемость сохраняется вследствие того, что уплотнение здесь еще не приводит к уменьшению сечения межпоровых каналов.

На рис. 4 показана модель изменения порового давления в гранулярных коллекторах и вмещающих глинистых породах. Модель рассчитана по формулам Эби [Athy, 1930] и Дарси. Справа помещены кривые уплотнения и разуплотнения названных пород.

В предлагаемой схеме участвуют две компоненты, действующие в противоположных направлениях: гравитационное уплотнение и разуплотнение. Разуплотнение в этой схеме рассматривается как результат растворения кальцита и гидрослюдизации монтмориллонита, причем учитываются также тектонические, гидроразрывные и тепловые причины. В целом устойчивость кальцита и монтмориллонита определяется физико-химическими условиями, зависящими от температуры, давления, гидрохимической характеристики пластовых вод и концентрации в них CO_2.

Темп уплотнения глинистых пород в верхней части подзоны $Б_2^1$ повышается. Это вначале связано с их разрыхлением в связи с гидрослюдизацией монтмориллонита, а затем с гравитационным уплотнением. Повышение темпа уплотнения в верхней части подзоны $Б_2^1$ выражается в ступенчатом уплотнении глинистых пород (*су* 1), которому способствует, во-первых, аномально высокое пластовое

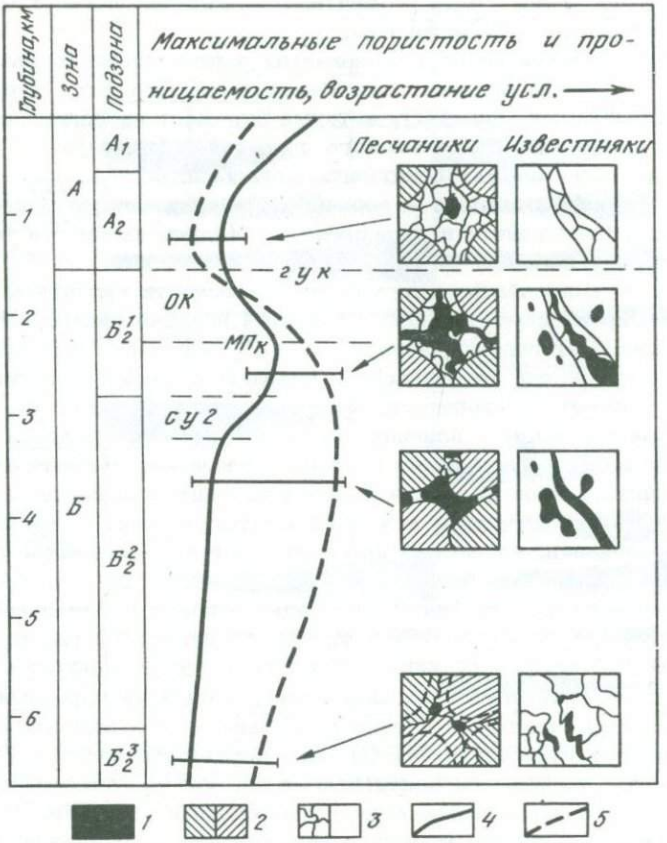


Рис. 3. Схема изменения петрофизических свойств кальцит- и монтмориллонитсодержащих пород с глубиной (при погружении). Масштаб глубин относится к частному случаю (открытая гидродинамическая система, повышенная напряженность теплового поля, 85–90°С на глубине 1500 м)

1 – пространство пор и трещин; *2* – кремнезем, силикаты; *3* – кальцит (в подзоне A_2 значения максимальной открытой пористости нередко падают до 2%, значения максимальной проницаемости – до 0,001 Д; в подзоне $Б_2^1$ значения максимальной пористости (*МПк*) могут превысить 30% значения максимальной (трещинной) проницаемости – 10 Д); *4* – максимальная пористость; *5* – максимальная проницаемость; *гук* – граница устойчивости кальцита и монтмориллонита; *су2* – ступенчатое уплотнение коллекторов (возрастание темпа уплотнения коллекторов в определенном интервале глубин); *ОК* – область оптимальных свойств коллекторов (оптимальные свойства при погружении пород проявляются в виде возрастания пористости, проницаемости, пьезоминимума по отношению к вмещающим глинистым породам и породам, лежащим в области *су2*)

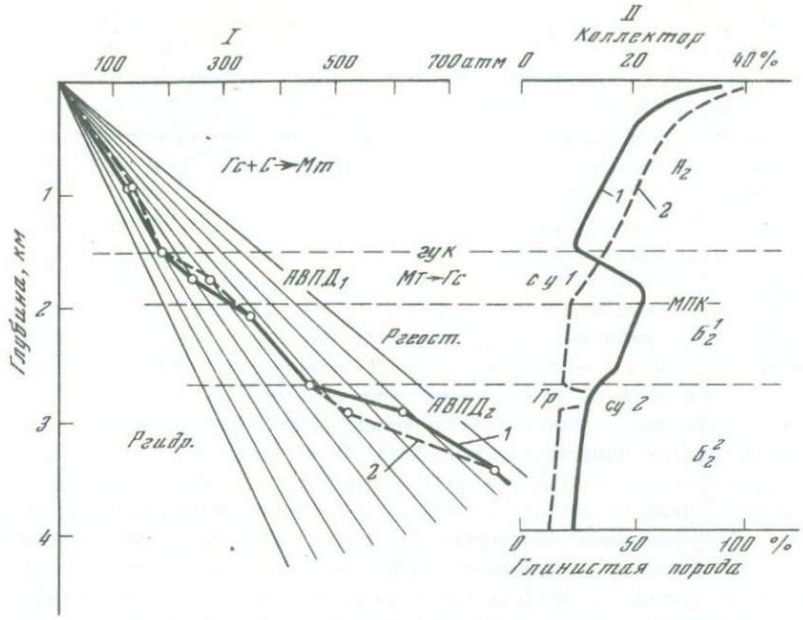


Рис. 4. Изменение порового давления (I) и максимальной пористости (II) в коллекторе (*1*) и глинистой породе (*2*) при погружении (вариант затрудненной разгрузки пластовых вод)

Гс – гидрослюда; *С* – другие силикаты терригенного происхождения; *Мт* – монтмориллонит; *гук* – граница устойчивости кальцита, монтмориллонита; *су*1 – ступенчатое уплотнение глинистых пород; *су* 2 – ступенчатое уплотнение коллекторов; *Гр* – гидроразрыв глинистой породы; $А_2$, $Б_2^1$ – индексы петрофизических зон; *МПк* – аномалия максимальных значений пористости; *ОК* – область оптимальных коллекторов; аномально высокие пластовые давления в область ступенчатого уплотнения: $АВПД_1$ – глинистых пород, $АВПД_2$ – коллекторов

давление ($АВПД_1$), возникающее благодаря распространению геостатической нагрузки на поровые флюиды в разрыхленном базисе глинистых пород, и, во-вторых, отжатие жидкой фазы в коллектор, который приобретает оптимальные свойства. Эта часть схемы базируется на конкретном геологическом материале и закономерностях, установленных в 1964 г. [Еременко, Неручев, 1968].

В свою очередь, на границе подзон $Б_2^1$ и $Б_2^2$ возрастает темп уплотнения коллекторов, что приводит к их ступенчатому уплотнению (*су* 2). В этой области под действием гравитационного сжатия происходит перестройка зерен или фрагментов пород в состояние плотнейшей упаковки. При этом возникает $АВПД_2$, нередко приво-

дящее к гидроразрыву глинистых пород, которые контактируют с коллекторами.

Теоретические расчеты и наблюдения над природными объектами [Еременко, Неручев, 1968; Burst, 1969; Минский, 1975; Белов и др., 1978] показывают, что с повышением температуры граница устойчивости кальцита и монтмориллонита поднимается на более высокий гипсометрический уровень.

На рис. 5 демонстрируются кривые отделения межслоевой воды от глин в разных термобарических обстановках. Кривые построены на основании фактического материала, полученного с помощью бурения в разных нефтегазоносных бассейнах. Справа и слева показаны рассчитанные аналитическим pH–метрированием поля устойчивости монтмориллонита и кальцита соответственно для условий повышенной и пониженной напряженности теплового поля.

В стратисфере существует несколько глубинных уровней устойчивости монтмориллонита и кальцита. Они (уровни) понижаются в условиях слабой геотермической напряженности недр, что объясняется изменениями ионного состава поровых вод и реакциями растворения и превращения минералов в разных термобарических условиях.

Исследованиями, проведенными под руководством Н.И. Хитарова [Хитаров, Пугин, 1966], закономерности в положении глубинных уровней устойчивости монтмориллонита установлены также и путем экспериментального моделирования.

Материалы, полученные Н.И. Хитаровым, позволяют оценить роль давления и температуры в преобразовании монтмориллонита. Из них следует, что даже значительное повышение давления без достаточного нагрева не выводит монтмориллонит из поля устойчивости, что подтверждается также последними работами Н.В. Белова с соавторами [1978]. Очевидно, в этом процессе нагрев, который является решающим фактором, способствует отделению межслоевой воды. Давление, напротив, препятствует этому. Можно также представить, что при некотором изменении темпа нарастания температуры с глубиной монтмориллонит может выходить из поля устойчивости и возвращаться в него.

Изучение природных объектов, экспериментальные и теоретические данные приводят к выводу о возможности изменения на разных глубинах интенсивности процессов превращения монтмориллонита и растворения кальцита, что предопределяет появление нескольких зон оптимальных свойств коллекторов.

Одна из причин сосредоточения залежей углеводородов в определенных интервалах глубин и в зонах нефтегазонакопления линейной морфологии заключается в зональности распределения фильтрационных и емкостных свойств пород.

Статистически установлено, что основное количество извлекаемых запасов нефти приходится на глубины 1,2–2,5 км, причем оптимальные свойства коллекторов и покрышек приурочены к интервалу 1–2,5 км (64,8% областей оптимальных свойств коллекторов, установленных в 28 регионах мира). Особенности литогенеза кальцит–

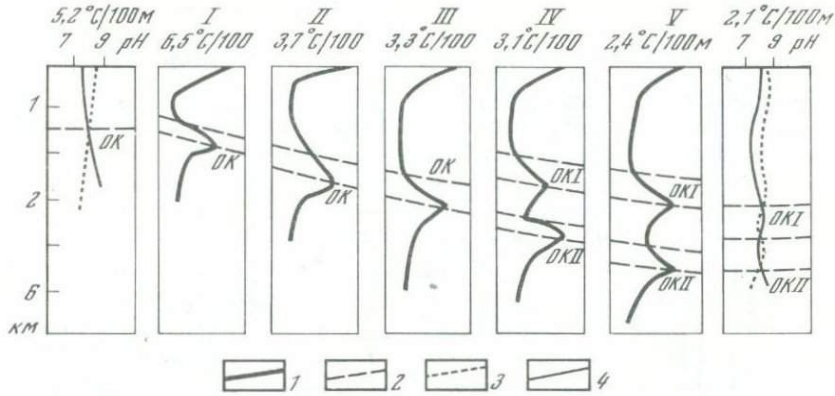


Рис. 5. Отжатие воды из глин при погружении

1 – кривые потери воды монтмориллонитовыми глинами (динамика отделения воды подтверждает правильность теоретического определения зависимости между напряженностью теплового поля и глубиной, на которой происходит превращение монтмориллонита в гидрослюду, растворение кальцита и формирование областей оптимальных свойств коллекторов (*ОК*); при сильной и умеренной напряженности теплового поля происходит один акт отжатия воды в область *ОК*, при слабой – вода отделяется дважды соответственно в две области, *ОК* I и *ОК* II); *2* – глубинный уровень устойчивости монтмориллонита и кальцита; изменения pH: *3* – воды, *4* – реакции превращения монтмориллонита и растворения кальцита. По данным: I – Н.А. Еременко, С.Г. Неручева [1968]; II – Пауэрса [Powers, 1967]; III – Барста [Burst, 1969]; IV и V – Перри и Хауера [Perry, Hower, 1972]

и монтмориллонитсодержащих толщ в условиях несколько повышенной напряженности теплового поля, обычной для ранних этапов развития нефтегазоносных пород многих бассейнов мира, определяют наиболее благоприятную обстановку для активизации процессов миграции нефти и формирования залежей на глубинах 1–2,5 км.

Вместе с тем и на бо́льших глубинах, исходя из изложенных представлений, существуют достаточно благоприятные обстановки для скопления не только газообразных, но и жидких углеводородов, формирования коллекторов, покрышек и аккумуляции нефти.

Принципиальная схема литофизической зональности для стратисферы в целом иллюстрируется рис. 6.

Важно отметить, что, помимо рассмотренных причин разуплотнения, схема отражает изменения фильтрационно-емкостных параметров пород в связи с окремнением и гидроразрывными процессами. Имеются в виду выявленные в самые последние годы [Зхус, Макарова, 1978] факты превращения песчаных коллекторов в процессе их окварцевания во флюидоупоры и, напротив, глин и мергелей

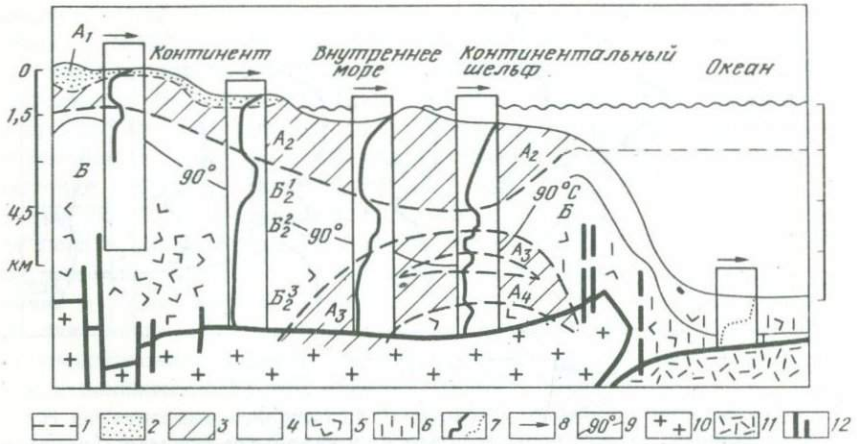


Рис. 6. Литофизическая зональность стратисферы (принципиальная схема)

1 – граница устойчивости кальцита и монтмориллонита; *2* – карст (подзона $А_1$); *3* – цементация пород кальцитом, монтмориллонит устойчив (подзоны $А_2$, $А_3$, $А_4$); *4* – растворение кальцита, превращение монтмориллонита в гидрослюды и хлорит (подзоны $Б_2^1$, $Б_2^2$, $Б_2^3$); цементация пород преимущественно: *5* – кремнеземом, *6* – цеолитами; *7* – кривые максимальной пористости песчаников и известняков (сплошная линия), лютитов и кремней (точки); *8* – возрастание пористости (условной); *9* – изотерма 90°С; земная кора: *10* – континентальная, *11* – океаническая; *12* – глубинные разломы

в коллекторы в результате трещинообразования тектонического и гидроразрывного происхождения.

Следует обратить внимание на литогенез в океанических и окраинных бассейнах.

Нефтегазоносные толщи в осадочных бассейнах в зависимости от их положения относительно океана отличаются особенностями литогенеза. Океанические бассейны (внутриокеанические плиты, внутренние плато, котловины и т.д.) малоперспективны уже в силу того, что литофизическая зональность не включает разуплотнения пород и связанного с ним процесса первичной миграции УВ.

До значительной глубины (порядка 1 км от дна океана, а иногда и больше) океанические отложения обычно испытывают крайне незначительное гравитационное уплотнение. Глубже они подвергаются одновременному кварцевому и силикатному (часто филлипситовому) метасоматозу, что превращает их в очень плотные породы. Переход от неуплотненных осадков к кремнисто-силикатному слою обычно резкий, ступенчатый. Затрудненное уплотнение вызвано тем, что в пористых осадках, залегающих под слоем воды, возникают внутри-

поровые давления, которые могут свести к минимуму величину давления уплотнения [Нефтегазоносность..., 1978].

Эта особенность обстановки диагенетических превращений оказывается важной для оценки перспектив нефте- и газоносности, особенно терригенных отложений. Большая величина внутрипоровых давлений оказывает благоприятное влияние на физические свойства образующихся коллекторов и отрицательное - на формирование покрышек. Об этом же свидетельствуют и результаты изучения глубоководных осадков. Их пористость иногда достигает 70%, а уплотненные глинистые отложения, которые могут служить покрышками, почти не встречаются в верхних 600–1100 м разреза осадков, изученного бурением.

Расчетами Н.А. Еременко и соавторов [Нефтегазоносность..., 1978] установлены минимальные мощности осадочной толщи, зависящие от глубин водоема, которые необходимы для начала процесса уплотнения осадка в идеализированной среде, где отсутствуют физико-химические факторы диагенеза, приводящие к образованию относительно непроницаемых кремнистых или карбонатных горизонтов. Появление подобных горизонтов должно явиться причиной резкого увеличения эффективного напряжения уплотнения. При глубине моря 5,5–4 км минимальная мощность осадка должна быть от 3,9 до 2,1 км, при глубине 4–2 км - от 2,8 до 1,1 км, а при глубине 2–0,5 км - от 1,4 до 0,3 км. При глубине моря до 100 м необходимая для процессов уплотнения мощность осадка составляет всего лишь 50 м.

При изучении осадочных бассейнов на континентах наиболее хорошо исследованными оказались осадки, накапливавшиеся на глубинах моря до 1, максимум до 2 км. В этих условиях уплотнение осадков происходит при незначительной их мощности в пределах до нескольких сотен метров. Именно с этим обстоятельством следует связывать вывод Н.А. Еременко и А.В. Ульянова [1960] о минимальной мощности нефтегазоносных свит порядка 300 м.

На шельфе и в верхней части континентального склона процессы уплотнения практически идентичны происходившим в геологическом прошлом на континентах, тогда как в подножии континентального склона и глубоководных котловинах существенно отличаются от них.

Глубоководные океанические фации в целом неблагоприятны и для преобразования ОВ в нефть. Нередко окислительная обстановка, сильные придонные течения, малая скорость осадконакопления, низкая концентрация первичного ОВ и другие неблагоприятные факторы способствуют обогащению ОВ тяжелыми высокодисперсными углеводородами парафинового ряда [Вебер, 1973].

Напротив, в зонах, переходных от океанических к континентальным, особенности литогенеза весьма благоприятны для генерации, миграции и аккумуляции углеводородов широкого спектра в смеси с другими компонентами, свойственными нефтям. К наиболее перспективным относятся части шельфов, примыкающие к континентальным склонам. Здесь на умеренных глубинах в условиях термобари-

ческой обстановки трансрегиональных разломов, вблизи которых повышена плотность тепловых потоков, формируются пояса оптимальных свойств коллекторов. Такие пояса могут быть региональными зонами нефтегазонакопления [Минский, 1979].

Как видно, на различных стадиях литогенеза особенности формирования нефтегазоносных толщ оказываются неодинаковыми. Основные различия их формирования определяются температурой, давлением, гидрохимическими параметрами среды.

Характеристика изменения ОВ, образования из него УВ и в дальнейшем залежей нефти и газа с энергетических позиций может быть рассмотрена следующим образом (рис. 7). Исходное ОВ, изначально обладавшее высоким уровнем энергии, попав в осадок, преобразуется и в соответствии со вторым законом термодинамики теряет часть энергии. Вначале этот процесс идет быстро (этап 1), затем замедляется (2)[Минский, 1979].

Отделение преобразованного ОВ и его перемещение, иными словами, первичная миграция в рассматриваемой системе не может начаться самопроизвольно, поскольку для отделения подвижной части сорбированного ОВ необходимо приложение энергии. Источником последней служат преобразования минеральной части (включая глинистые минералы и кальцит), представляющие собой экзоэнергетический процесс. Высвобождающаяся энергия мобилизуется для перемещения вод и одновременной первичной миграции и в то же время переводит на более высокий энергетический уровень (3) те компоненты ОВ, которые в дальнейшем создадут сложные соединения, называемые нефтью или природным газом. Наиболее яркие проявления первичной миграции отдельных компонентов ОВ некоторые исследователи именуют главной фазой нефтегазообразования. Какие-либо убедительные доказательства образования нефтяных углеводородов именно на этой стадии отсутствуют, хотя не исключено, что уже на этой стадии возможно образование сингенетичных залежей нефти и газа.

Выделившиеся продукты преобразования ОВ в процессе существования и первичной миграции (4) теряют энергию. Процесс концентрации этих веществ с энергетической точки зрения должен рассматриваться как процесс накопления энергии, который требует для своего осуществления притока дополнительной энергии извне. Источником этой энергии, на наш взгляд, служат тектонические процессы, в результате которых породы выводятся из спокойного состояния, в них возникают многочисленные пликативные и дизъюнктивные нарушения. В результате образуется перепад давлений флюидов и нарушается гравитационное равновесие системы, вследствие чего появляются благоприятные условия для сегрегации флюидов и аккумуляции УВ в залежах разного типа (5).

Следует иметь в виду, что зона 5, отвечающая "всплеску" энергии на рис. 7, помещена с допущением, что породы последовательно проходят все указанные выше этапы. Если же "всплеск", отвечающий интенсификации тектонических процессов, произойдет раньше,

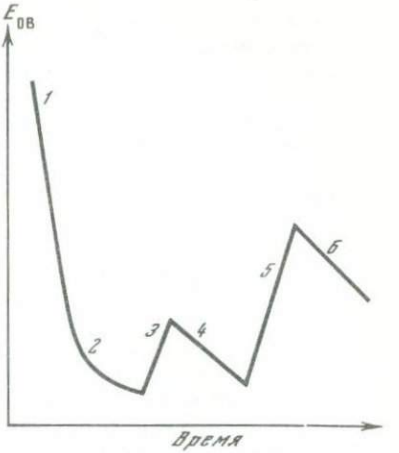


Рис. 7. Изменение внутренней энергии ОВ ($E_{ОВ}$) в осадочных бассейнах

1 – ранний диагенез (накопление и уплотнение осадков с ОВ, быстрое рассеивание энергии); 2 – поздний диагенез (замедление процессов уплотнения и потери энергии); 3 – накопление энергии за счет преобразования минеральной части пород; 4 – последующая потеря энергии; 5 – интенсивное накопление энергии в связи с тектонической деятельностью, формирование углеводородных залежей; 6 – рассеяние углеводородов, разрушение залежей, снижение уровня энергии ОВ

например на этапе 3, то на этом же этапе появляется возможность образования первичных и вторичных залежей. "Всплеск" может произойти и еще раньше, скажем, на этапе 2, но тогда образование залежей углеводородов маловероятно.

Вслед за формированием залежей в геологическом времени произойдет рассеяние энергии, снижение энергетического уровня, т.е. разрушение залежей (6).

Литература

Белов Н.В., Зхус И.Д., Зубковская Е.И. О взаимосвязи преобразования глинистых минералов и рассеянного органического вещества. – ДАН СССР, 1978, т. 238, № 4.

Вассоевич Н.Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков. – Новости нефт. техн. геол., 1960, № 4.

Вебер В.В. Нефтеносные свиты и их современные аналоги. М.: Недра, 1973.

Еременко Н.А., Ульянов А.В. Нефтегазоносные толщи мира и их особенности и распространение. – В кн.: XXI сессия МГК: Докл. сов. геол. "Регион. и структур. проблемы геол. нефти". М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Еременко Н.А., Неручев С.Г. Первичная миграция в процессе погружения и литогенеза осадков. – Геол. нефти и газа, 1968, № 9.

Зхус И.Д., Макарова Л.Н. О двух этапах формирования фильтрационно-емкостных свойств терригенных пород. – ДАН СССР, 1978, т. 240, № 2.

Клубова Т.Т. Глинистые минералы и их роль в генезисе, миграции и аккумуляции нефти. М.: Недра, 1973.

Минский Н.А. Формирование нефтеносных пород и миграция нефти. М.: Недра, 1975.

Минский Н.А. Закономерности формирования поясов оптимальных коллекторов. М.: Недра, 1979.

Нефтегазоносность и угленосность Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. М.: Наука, 1978.

Прошляков Б.К. Вторичные изменения терригенных пород – коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1974.
Савкевич С.С. О возможной вторичной пористости выщелачивания с главной фазой нефтеобразования. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 6.
Хитаров Н.И., Пугин В.А. Монтмориллонит в условиях повышенных температур и давлений. – Геохимия, 1966, № 7.
Чепиков К.Р., Ермолова Е.П., Орлова Н.В. К вопросу об изменении пористости осадочных пород с глубиной. – ДАН СССР, 1962, т. 44, № 2.
Athy L.F. Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. – Bull. Amer. Assoc. Petrol., 1930, vol. 14.
Burst J.F. Diagenesis of Gold Coast clay sediments and its possible relation of petroleum migration. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, vol. 53, N 1.
Maxwell J.C. Influence of depth temperature and geologie age on porosity of quartzore sandstone. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1964, vol. 48, N 5.
Perry E.A., Hower J. Late stage dehydratation in deeply buried pelitic Sediments. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, vol. 56, N 10.
Powers M.C. Fluidrelease mechanism in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration. – Bull. Amer. Accos. Petrol. Geol., 1967, vol. 51, N 7.

УДК 551.35:551.24(261)

Ю.К. БУРЛИН, Е.Е. КАРНЮШИНА, А.И. КОНЮХОВ, О.К. БАЖЕНОВА

КАЙНОЗОЙСКИЙ И СОВРЕМЕННЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

В пределах Тихоокеанского тектонического пояса по стадиям формирования земной коры выделяется ряд зон [Пущаровский, 1972; Яншин, 1965]. Здесь наблюдаются переходы океанических структур в континентальные на разных этапах развития. Особенности происходивших в этих условиях геологических процессов отражены в характере осадконакопления и составе отложений, сменяющих друг друга от края континентов к океану.

В западной части Тихоокеанского пояса между окраиной континента и океаном расположена развитая система островных вулканических дуг, сопряженных с глубоководными желобами. Отделенные этими дугами окраинные морские бассейны имеют относительно молодой возраст. Многие из них, особенно глубоководные их части, зародились и развивались с раннего кайнозоя, другие – еще раньше (глубоководная впадина Японского моря, Курильская и Алеутская котловины).

В начале кайнозоя западное полукольцо представляло собой сложно построенную область, включавшую систему субпараллельных и на большей части субмеридиональных поднятий и прогибов. Вероятно, наиболее активные тектонические и вулканические структуры

занимали краевое положение, ближайшее к океану. Структурный план в кайнозое походил на современный, что и предопределило унаследованный характер седиментационных процессов в окраинных бассейнах Тихого океана. Эти процессы контролируются широтными климатическими зонами, сочетающимися с секущими их тектоническими. Учитывая резкую контрастность рельефа дна, можно говорить о вертикальной зональности. Самые общие закономерности накопления массы осадков определяются циркумтихоокеанской зональностью.

В современных седиментационных бассейнах, расположенных в субполярных и холодных умеренных широтах, преобладают процессы накопления терригенных отложений (в том числе ледового и айсбергового генезиса), диатомовых и диатомово-терригенных илов [Лисицин, 1966; Безруков, 1960], туфогенных образований, а в некоторых зонах – турбидитов и осадков смешанного состава. Так, на шельфе Берингова и Охотского морей формируются пески, алевриты, а местами и галечники, в большей или меньшей степени обогащенные материалом ледового разноса. На расширенных участках шельфа часто наблюдается концентрическое расположение осадков. В центральной части подобных ареалов находятся относительно тонкозернистые, обогащенные диатомовым материалом образования, которые постепенно грубеют и замещаются чисто терригенными алевритовыми, а иногда и песчаными осадками как в направлении к берегу, так и к континентальному склону [Гершанович, 1969]. В пределах последнего преобладают крупно- и мелкоалевритовые осадки, сменяющиеся на дне глубоководных котловин диатомовыми и слабодиатомовыми алевритово-глинистыми илами, которые прослоями обогащены вулканическим пеплом. Под ними нередко залегают верхненеогеновые кремнисто-глинистые отложения [Initial Reports ... , 1973]. На окаймляющих эти окраинные бассейны островных дугах в современных и голоценовых осадках возрастает роль вулканогенных образований. Состав отложений заметно разнообразится за счет сокращения ареалов собственно терригенных образований и появления спикулевых осадков, биоконгломератов, продуктов перемыва наземных вулканокластических отложений.

В умеренно теплой зоне место диатомовых и слабодиатомовых осадков занимают глинистые, а иногда туфово-глинистые илы. Глинистые, нередко обогащенные органическим веществом илы, а также ракушечники распространены в вершинных частях заливов и затишных участках между островами. Кластические терригенные осадки абсолютно преобладают на участках открытого шельфа.

В теплых субтропических и тропических широтах наиболее обширные ареалы занимают карбонатные образования. Они распространены не только в прибрежных частях шельфа (ракушечники, коралловые постройки), но также на отмелях островных дуг (коралловые рифы, фораминиферовые пески) и на дне окраинных бассейнов, там, где глубины не превышают уровня карбонатной компенсации (фораминиферовые, кокколитовые илы). Близ активных вулканичес-

ких дуг появляются вулканокластические, туфогенные и смешанные карбонатно-туфогенные образования, нередко глинизированные. В приконтинентальных частях окраинных бассейнов наблюдаются протяжённые ареалы глинистых илов, трассирующие пути переноса тонкой терригенной взвеси различными течениями. Значение глинистых осадков резко возрастает в тропическом гумидном поясе вблизи материковых склонов и крупных островных архипелагов. Ниже уровня карбонатной компенсации и на участках дна, недоступных для выносимой с континента терригенной взвеси, формируются этмодискусово-радиоляриевые илы и полигенные глубоководные глины [Мурдмаа, 1971].

Таким образом, при движении от континента к океану терригенные осадки в большинстве случаев сменяются биогенными (котловина окраинного моря), которые, в свою очередь, замещаются биогенными и вулканогенными образованиями, накапливающимися в районах вулканических дуг (рис. 1, 2). В различных широтных поясах меняется состав терригенного и биогенного материала. В приполярных районах и умеренных холодных широтах преобладают кластические и грубо- и крупнозернистые осадки, а также диатомовые и смешанные илы, в тропических широтах - глинистые терригенные и карбонатные отложения. Особняком стоят зоны апвеллинга - подъема глубинных вод. С ними связано формирование чрезвычайно специфического комплекса отложений, важнейшее место среди которых принадлежит органогенным слабодиатомовым алевритово-глинистым илам [Гершанович, Конюхов, 1975].

Хотя данные о кайнозойском седиментогенезе более фрагментарны, чем о современном, можно проследить аналогию в распределении основных типов отложений. План распространения осадочных геоформаций во многом контролировался тектоническим режимом, который определял эволюцию структур в переходной зоне от океана к континенту. Так же как и в современную эпоху, тектоническая и вулканическая активность, резко выраженная контрастность рельефа обусловили состав толщ. В кайнозойском поясе широко распространены вулканогенно-осадочные, терригенно-кремнистые и кремнистые геоформации, граувакковые толщи, часто флишевого характера.

Кайнозойское осадконакопление во внешней области Тихоокеанского тектонического пояса (ТТП) происходило в межгорных впадинах и характеризовалось частой сменой континентальных и прибрежно-морских мелководных обстановок (бассейны Анадырский, Пенжинский, Бетел, Кук-Инлет). В условиях компенсированного прогибания формировались преимущественно терригенные толщи пестрого фациального состава, содержащие прослои бурых углей и лигнитов. Суммарная мощность толщ составляет 3-4 км.

По направлению к океану в бассейнах, примыкающих к современным окраинным морям, в кайнозое накопились в основном два типа осадочных толщ - терригенные и терригенно-туффито-кремнистые (прогибы Южной Аляски, Хатырский на Чукотке, прогибы Западной

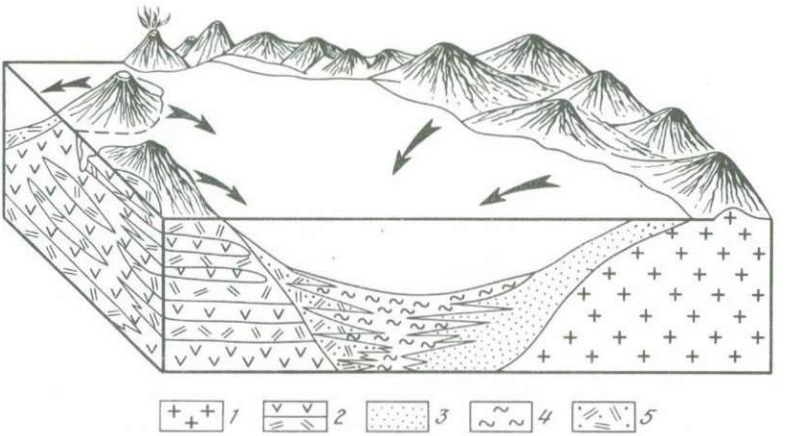


Рис. 1. Формирование осадочных и вулканогенно-осадочных толщ в направлении: край континента – окраинное море – островная вулканическая дуга – глубоководный желоб

1 – дислоцированные породы фундамента в краевой части континента; *2* – магматические и вулканические породы, слагающие цоколь островной дуги; отложения: *3* – терригенные, *4* – биогенные, *5* – вулканокластические; стрелками показано направление сноса материала

Камчатки, Сахалина, Калифорнии, островов Зондского архипелага). Суммарная мощность отложений обычно достигает 5–6 км. Их образование происходило в разнообразных фациально-тектонических условиях. Преобладающей была обстановка морского шельфа и верхней части континентального склона. В краевых частях бассейнов четко проявляется цикличность строения толщ, выраженная в смене грубых паралических и пресноводно-континентальных угленосных отложений морскими относительно глубоководными тонкообломочными образованиями.

Цикличное терригенное осадконакопление сопровождалось вулканической деятельностью, следы которой фиксируются маломощными покровами андезито-базальтов, прослоями их туфов и туффитов. Обогащение осадков пепловой пирокластикой и насыщение вод бассейнов кремнеземом вызвало бурное развитие кремневых организмов. В результате сформировались мощные терригенно-туффито-кремнистые толщи.

Изучение современных осадков показывает, что и среди них сходные по составу образования широко распространены в окраинных морях, а также на склонах котловин (Северо-Беринговоморская, Прикурильская).

В осадочных бассейнах внутренней области ТТП, располагающихся в непосредственной близости к океану, осадконакопление

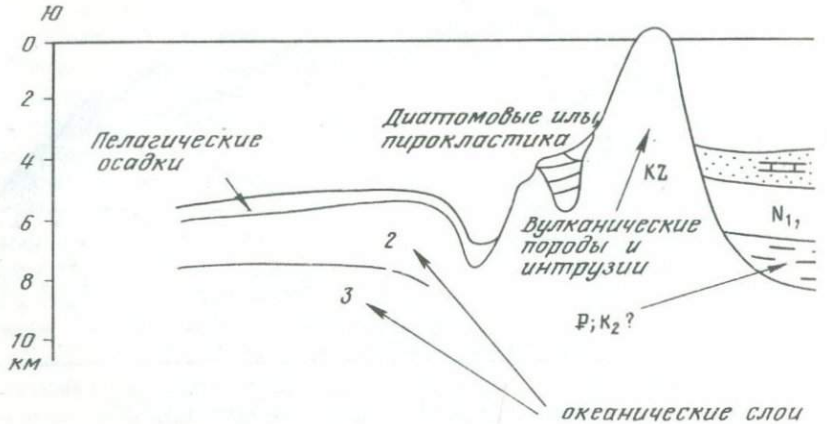
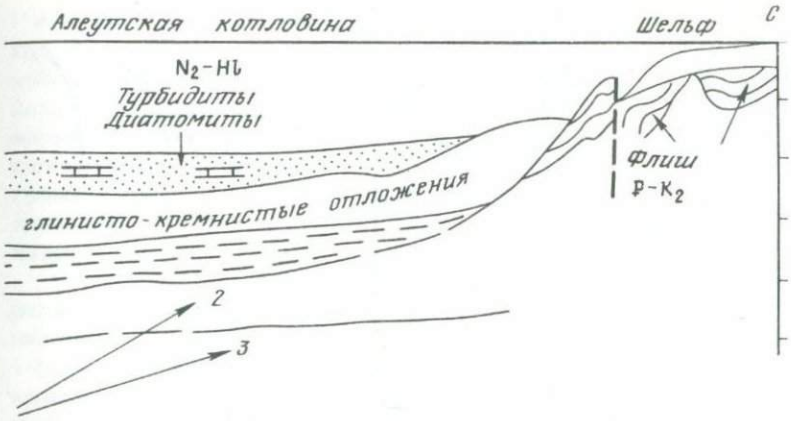


Рис. 2. Распределение осадков в северной части Берингова моря

происходило в интенсивно погружавшихся протяженных прогибах с крутыми склонами (Восточно-Камчатский и Олюторско-Командорский). Накопившиеся толщи достигают мощности 6–8 км, имеют существенно глинистый состав и характеризуются ритмичным чередованием кремнистых аргиллитов, нередко с градационной текстурой, с песчано-алевролитовыми граувакками. На разных стратиграфических уровнях в разрезах прослеживаются покровы андезито-базальтов, прослои их туфов и туффитов, а также пачки биогенных кремнистых пород. Нижние части описанной толщи в латеральном и вертикальном направлениях замещаются вулканогенно-кремнистыми образованиями.

Современными аналогами ритмично построенных осадочных толщ являются турбидиты. Они встречаются у подножий континентальных склонов и островных дуг и в пределах последних замещаются вулканитами. На дне глубоководных котловин широко распространены диатомовые илы, прослоями обогащенные вулканическим пеплом. Терригенно-туффито-кремнистые образования, столь широко распространенные среди современных и кайнозойских отложений ТТП, характеризуются первично-биогенной природой кремнистого вещества. Специфика преобразования последнего заключается в слабой устойчивости к воздействию термобарических факторов. При этом хорошим индикатором преобразований служат скелетные остатки организмов. Это показал Брамлетт [Bramlette, 1946] на примере мощных непрерывных разрезов монтерейских сланцевых кремнистых отложений.

Преобразование диатомовых и глинисто-кремнистых осадков определяется конкретными геологическими условиями. Диагенез и прежде всего уплотнение протекают в зависимости от этого поразному. В одних условиях уплотнение происходит слабо. При глубоководном бурении это было отмечено для относительно древних по возрасту отложений (рис. 3). В диатомовых и глинисто-крем-



нистых илах замедленное уплотнение можно связывать со специфическим составом и высокой обводненностью вещества. Последнее препятствует его уплотнению. Причиной является взвешивающий эффект воды, наиболее сильно проявляющийся в отношении мельчайшего раковинного материала, а также частиц коллоидного и субколлоидного размеров. Пленки воды, обволакивающие частицы, препятствуют их тесному сближению. Играет роль и величина теплового потока. В ряде случаев он ослаблен, и это влияет на литификацию.

Повышенный тепловой поток отмечается в котловинах глубоководных зон. Мурата и Ларсон [Murata, Larson, 1975] в районе глубоководной скв. 185 в Беринговом море отмечают температурный градиент 50,4°С/км. Это относительно повышает скорость диагенеза и катагенеза, и на глубине 500 м отложения приобретают расслоенность (их называют полусланцы – "semishits"). Возникающая сланцеватость может быть связана с диагенетическим перераспределением вновь возникающих минеральных образований по слоистости. В более мелководных условиях диагенетические преобразования глинисто-кремнистых осадков протекают быстрее, чем в глубоководных. Стьюарт [Stewart, 1977, 1978] показывает, что растворение опаловых скорлупок диатомовых, разрушение их тонкой структуры являются главной чертой диагенеза и раннего катагенеза. Этот процесс подчеркивается аутигенезом глинистых минералов. Пепловые туфы, расслаивающие толщу диатомитов, постепенно переходят в бентониты, которые затем трансформируются в смешанослойные образования.

Катагенетические изменения кайнозойских терригенных и терригенно-туффито-кремнистых толщ разностадийны и отвечают градациям катагенеза от $ПК_1$ до $МК_4$ (рис. 4). Степень катагенетических изменений терригенных толщ во внешней области ТТП достигает слабого мезокатагенеза ($МК_1$ – начало $МК_2$, значения R^a достигают 7,7%). Градиент катагенетических изменений состав-

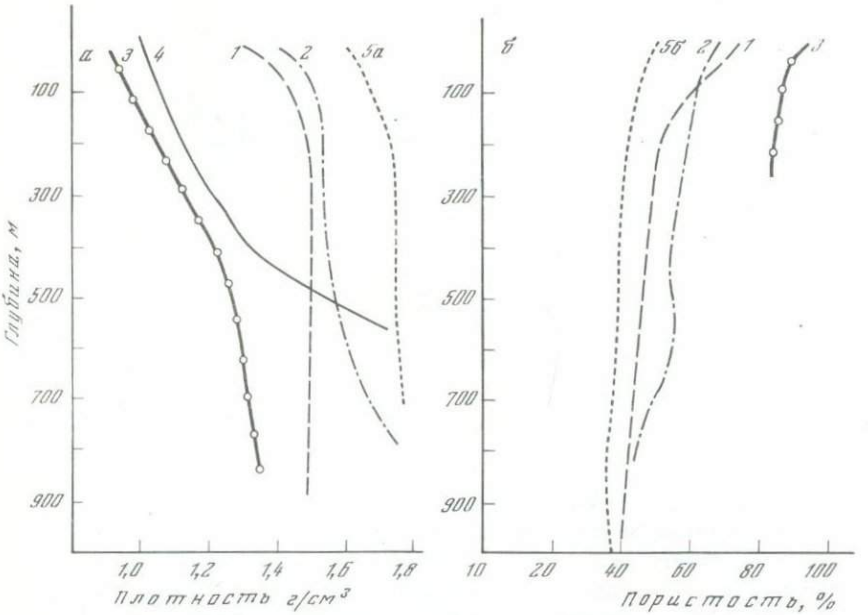


Рис. 3. Изменение физических свойств различных типов осадков по данным глубоководного бурения

Илы: 1 – глинистый и алевритово-глинистый (скв. 105, рейс 11), 2 – фораминиферово-кокколитофоридовый (скв. 64, рейс 7), 3 – радиоляриевый (скв. 65, рейс 7), 4 – глинисто-кремнистый (скв. 112, рейс 12); 5 – турбидиты (*а* – скв. 118, рейс 12; *б* – скв. 174, рейс 18)

ляет здесь 1–3% R^a/км, мощность подзоны протокатагенеза достигает 1,5 км. Среди глинистых минералов в верхних частях подзоны ПК фиксируется монтмориллонит, ниже по всему разрезу широко распространены гидрослюдисто-монтмориллонитовые смешанослойные образования.

Терригенные и терригенно-туффито-кремнистые толщи в осадочных бассейнах, примыкающие к современным окраинным морям, претерпели катагенетические изменения, максимальные градации которых достигают МК3 (R^a до 8,8%). Градиент изменений составляет 0,5–1% R^a/км. Мощность подзоны ПК достигает 2 км, охватывая в основном терригенно-туффито-кремнистые образования неогенового возраста. Последние представлены пирокластическими и пирокласто-осадочными образованиями (в том числе туфо-кремнистыми разностями), терригенные породы имеют подчиненное значение. Песчаные и алевритовые туфы и туффиты основного-среднего состава бывают нацело карбонатизированы и глинизированы. Пелитовые разности этих пород состоят из смеси тонкораспределенного глинистого и кремнистого вещества. Среди глинистых минералов преобла-

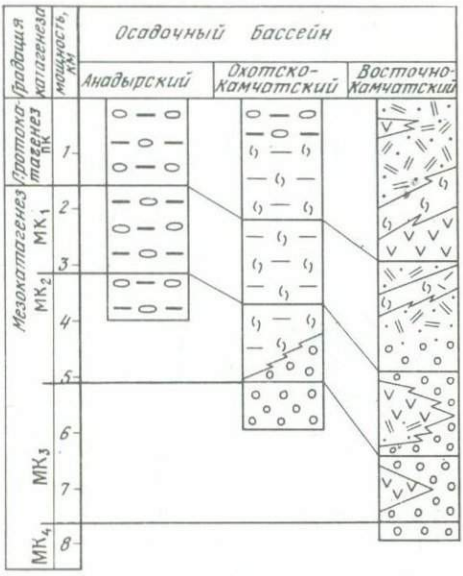
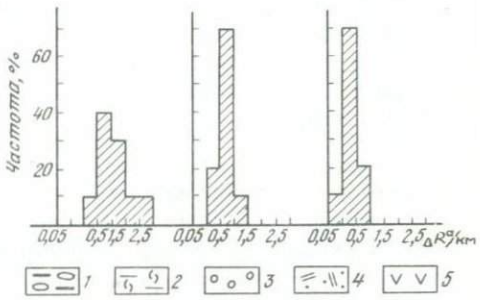


Рис. 4. Катагенетическая измененность кайнозойских отложений в осадочных бассейнах северо-западной части Тихоокеанского пояса и гистограммы градиента отражательной способности витринита

Отложения: 1 – терригенные, пестрого фациального состава, 2 – терригенно-туффито-кремнистые, 3 – терригенные морские, 4 – эффузивно-осадочные ритмичные, 5 – вулканогенные



дают монтмориллонит и смешанослойные образования, содержатся также переменные количества гидрослюды и хлорита.

Катагенетические преобразования основных типов кремнистых пород, имеющих единую биогенную пр[illegible], проявляются в постепенном исчезновении органогенной структуры в ряде диатомиты – опоки – кремнистые аргиллиты и в замене аморфных форм кремнезема кристаллическими. Опаловые формы SiO_2 распространены в основном в подзонах позднего диагенеза – раннего протокатагенеза. Кристобалит связан с градациями $ПК_2$ [Карнюшина, Супруненко, 1975]. При более глубоких преобразованиях среди форм SiO_2 преобладает кварц. С опаловой и кристобалитовой зонами кремнезема связаны глинистые минералы преимущественно монтмориллонитового состава. В кварцевой зоне преобладают смешанослойные компоненты. Из цеолитовых минералов наиболее широко по всему разрезу распространен десмин, в кварцевой зоне появляется анальцим. Плотность пелитовых туффитов возрастает сверху вниз в подзоне ПК от 1,5 до 2,2 г/см^3 (рис. 5). Открытая пористость песчано-алевритовых туффитов изменяется от 35 до 25% (рис. 6).

Терригенные палеогеновые толщи рассматриваемых бассейнов связаны в основном с подзоной мезокатагенеза. На градациях $МК_{1-2}$ в песчаниках отчетливо проявляются процессы растворения

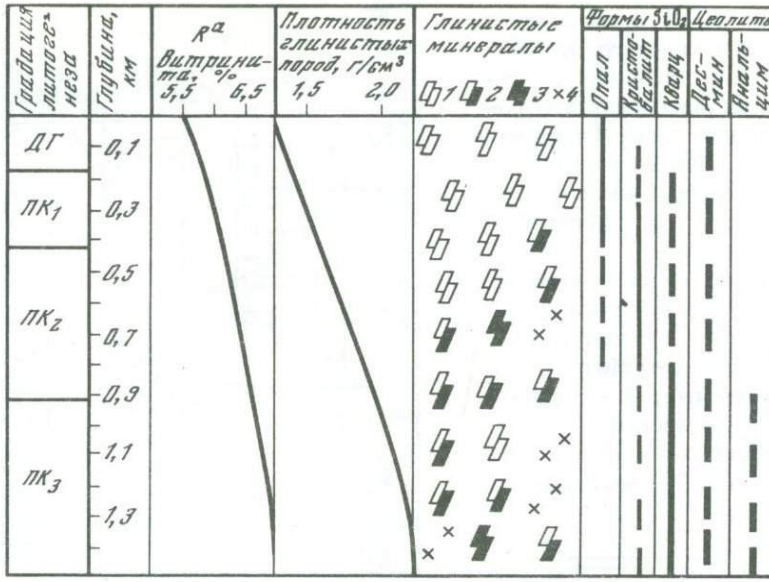


Рис. 5. Зональность минералов и физических свойств пород в туффито-кремнистой толще на ранних стадиях катагенеза (неогеновые отложения Тваянского поднятия, Западная Камчатка). Минералы: *1* – монтмориллонит, *2* – смешанослойные, *3* – гидрослюда, *4* – хлорит

и регенерации зерен кварца и полевых шпатов. Здесь наблюдаются хлорит-гидрослюдистые пленки вокруг зерен, обломки корродируются карбонатами. Между зернами преобладают конформные контакты.

В подзоне $МК_3$ вторичный кварц не только регенерирует зерна, но и заполняет поры, в которых наблюдаются также выделения хлорит-серицитового вещества и крупнокристаллический кальцит.

Ассоциация глинистых минералов подзоны $МК_1$ представлена смешанослойными монтмориллонит-гидрослюдистыми образованиями, хлоритом и каолинитом.

Структурные и минеральные преобразования основных типов пород фиксируются и в изменении их физических свойств (см. рис. 6). Медианные значения открытой пористости песчаных пород на различных градациях катагенеза уменьшаются от 15 ($ПК_3$) до 9 ($МК_1$), 7 ($МК_2$) и 0,5% ($МК_3$). Плотность аргиллитов (медианные значения) соответственно возрастает от 2,2 ($ПК_3$) до 2,3 ($МК_1$), 2,45 ($МК_2$) и 2,6 г/см^3 ($МК_3$).

Степень катагенетических преобразований в бассейнах внутренней зоны ТТП достигает градации $МК_4$ (R^a до 9,2%). Однако относительно низкий градиент отражательной способности витринита, который здесь не превышает 0,5% R^a/км, обусловил значительную

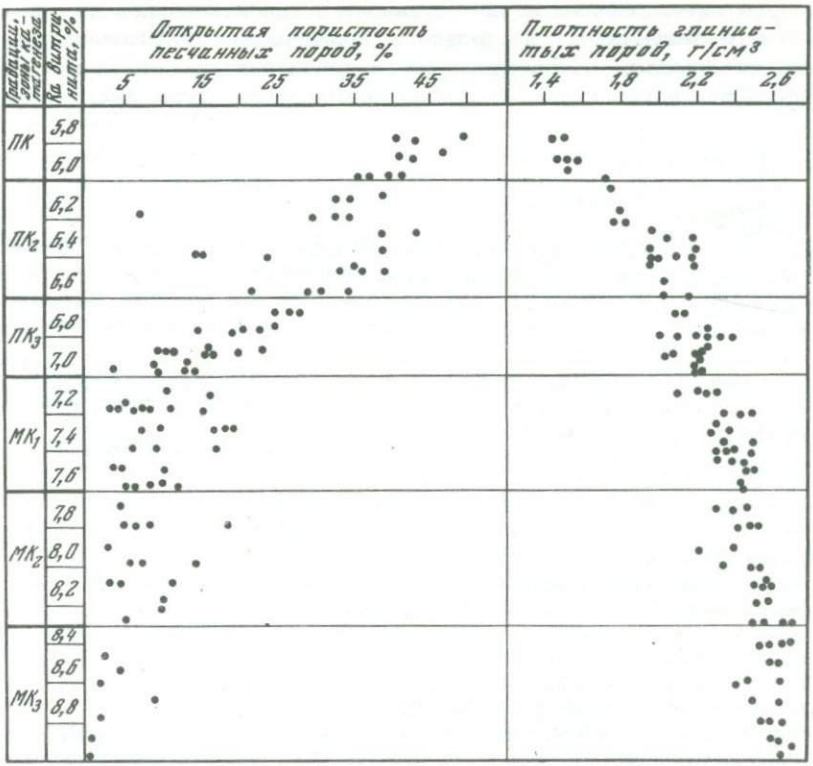


Рис. 6. Изменение физических свойств пород в зоне катагенеза

мощность подзоны ПК, до 3,5 км. В ней широко распространены среди глинистых минералов смешанослойные образования и монтмориллонит. В подзоне МК аргиллиты имеют преимущественно хлорит-гидрослюдистый состав, плотность их на градации $МК_4$ достигает 2,7 г/см^3.

Таким образом, вторичные преобразования толщ в направлении континент-океан характеризуются возрастанием степени катагенетических изменений от градаций $МК_1$ во внешней области ТТП до $МК_4$ во внутренней. С другой стороны, намечается увеличение мощностей зоны диагенеза и подзоны протокатагенеза в этом направлении, что может свидетельствовать о замедленном темпе диа- и катагенетических изменений в приокеанических бассейнах. Эти процессы проявляются на фоне общего возрастания мощностей кайнозойских отложений от континента к океану от 3-4 до 6-8 км. Литологический состав толщ меняется от преимущественно терригенного до вулканогенно-терригенного и вулканогенного. В переходных областях наряду с терригенными широко распространены биогенные кремнистые отложения.

Черты преемственности современного осадконакопления от кайнозойского заключаются не только в наследовании литолого-фациальной зональности по направлению от континента к океану, но и в преобладании одних и тех же генетических типов отложений.

Литература

Безруков П.Л. Донные отложения Охотского моря. – Тр. ИОАН СССР, 1960, т. 32.

Гершанович Д.Е. Геология дна Берингова моря и залива Аляска: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1969.

Гершанович Д.Е., Конюхов А.И. Седиментогенез в зоне Перуанского течения. – В кн.: Островные шельфы тропической зоны океана. М.: Изд-во АН СССР, 1975.

Карнюшина Е.Е., Супруненко О.И. Катагенез неогеновых отложений Юго-Западной Камчатки. – В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Востока СССР. М.: Изд-во МГУ, 1975.

Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966.

Мурдмаа И.И. Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса. – В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971.

Пущаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. – Тр./ГИН АН СССР, 1972, вып. 234.

Яншин А.Л. Тектоническое строение Евразии. – Геотектоника, 1965, № 5.

Bramlette M.N. The Monterey formation of California and the origin of its siliceous rocks. – Geol. Surv. Prov., Pap., 1946, vol. 212.

Initial Reports of the DSDP, 1973, vol. 19.

Murata K.S., Larson R.R. Diagenes of miocene siliceous shales. Temblor Range, California. – J. Res. US Geol. surv., 1975, vol. 3, N 5.

Stewart R.J. Neogene Turbidite Sedimentation in Komandorsky Basin, Western Bering Sea. – AAPG Bull., 1977, vol. 61/2.

Stewart R.J. Neogene Volcaniclastic Sediments from Atka Basin, Aleutian Ridge. – AAPG Bull., 1978, vol. 62/1.

УДК 552.5:583.8 (571.1)

П.П. ТИМОФЕЕВ, Л.И. БОГОЛЮБОВА, СВ.А. СИДОРЕНКО

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТ В ИССЛЕДОВАНИЯХ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Органическое вещество (ОВ), концентрированное и рассеянное (РОВ) в осадочных формациях от древнего до молодого возраста, находится в центре внимания исследователей различных специальностей, в связи с чем накопилось много данных всестороннего комплексного его изучения современными оптическими, физико-химическими и физическими методами исследования.

Однако эти данные не часто выходят за пределы изучения самого ОВ, не всегда полностью реализуются в решении проблем уголь-

ной и нефтяной геологии, а также не всегда достоверно интерпретируются, например, при выявлении генезиса концентрированного и РОВ, выборе принципов его классификаций, выработке терминологии, которая должна отражать существо процесса возникновения того или иного компонента ОВ, угля в целом или другого полезного ископаемого органического происхождения. Это объясняется прежде всего отсутствием, как правило, литологических методов исследований ОВ, предполагающих его изучение в связи с данными литолого-фациального и палеогеографического анализа осадочных формаций различного возраста, вмещающих ОВ. Литологический метод, раскрывающий генезис ОВ, является основой генетического направления, заложенного в исследованиях ОВ Ю.А.Жемчужниковым еще в 1950-е годы.

Задачей настоящей статьи является рассмотрение следующих проблем седиментогенеза и литогенеза ОВ:

1 – связь направленности и характера первичного превращения органического материала углей с палеогеографическими обстановками и геотектоническим режимом областей современного и древнего торфонакопления в бассейнах седиментации;

2 – постседиментационные изменения РОВ в различных литологических и фациальных типах осадков терригенных формаций;

3 – роль ОВ в процессах минералообразования в различных условиях среды захоронения;

4 – ОВ докембрия;

5 – вещественный состав ОВ окраинных частей морей и океанов и его связь с палеогеографическими обстановками морской и океанической седиментации.

Перечисленными проблемами, естественно, не ограничиваются исследования ОВ терригенных формаций. Это только те проблемы, по которым получены результаты, являющиеся фоном для постановки дальнейших работ. Благодаря комплексному исследованию углей и торфов в сочетании с изучением литолого-фациальных особенностей угленосных формаций было выявлено влияние условий седиментации осадков на вещественный состав ОВ, концентрированного в углях и торфах. Была установлена генетическая связь степени биохимического разложения и механического измельчения лигнино-целлюлозных тканей растений-торфообразователей с палеогеографическими обстановками осадконакопления [Боголюбова, Яблоков, 1951; Тимофеев, 1952, 1961; Жемчужников, 1954; Тимофеев и др., 1969].

Анализ обстановок осадко- и торфонакопления свидетельствует о том, что различия в структуре ОВ углей обусловливаются в конечном итоге геотектоническим режимом области торфонакопления, регулирующим скорость ее опускания и погружения торфогенного слоя под вновь образовавшиеся слои. Угли с телинитовой структурой углеобразующего вещества независимо от его типа возникают в областях торфонакопления с более подвижным геотектоническим режимом, а угли с коллинитовой структурой являются продуктами

областей торфонакопления с более устойчивым геотектоническим режимом. Различия в структуре прослеживаются во всех типах ОВ: гелефицированном, гелефюзенизированном и других, которые определяются фациями торфонакопления на фоне общих палеогеографических обстановок осадконакопления [Тимофеев и др., 1962; Timofeev et al., 1962]. С раскрытием этих связей угольный пласт перестал существовать как "черное тело" в угленосной формации и стал закономерным звеном в серии ее отложений. На этих закономерностях основана генетическая классификация гумусовых углей СССР, отличающаяся от вещественно-петрографических, приспособленных для изучения только самих углей. Этими же закономерностями были обоснованы "восстановленные" угли В.В.Видавского [Видавский, Рябоконева, 1941], различающиеся химико-технологическими свойствами, в том числе и коксуемостью; появились возможности прогноза качества углей по структуре углеобразующего вещества и палеогеографическим обстановкам, сопровождающим угольный пласт [Усачева, 1954; Нестеров, 1963; Румянцева, 1965; Толеубаева, 1966; Крапивянцева и др., 1979].

Таким образом, установленная тесная кореляционная связь вещественного состава и свойств углей с палеогеографическими обстановками осадконакопления подняла на новую ступень наши знания о генезисе углей и факторах, его определяющих. Она также раскрыла широкие возможности постановки общегеологических проблем и определила новые пути их решений. Такими проблемами, например, могут быть следующие:

1 – генетические типы углей и торфов как индикаторы эволюции палеогеографических и палеотектонических обстановок осадконакопления в истории Земли;

2 – закономерности распределения генетических типов углей в угленосных формациях как один из критериев их генетической классификации;

3 – связь метаморфизма углей с обстановками осадконакопления на фоне термальной истории осадочного породообразования;

4 – особенности процессов первичного превращения органического материала, концентрированного в углях и рассеянного в осадках различного генезиса.

Выявленная корреляционная связь структуры углеобразующего ОВ с общими условиями осадконакопления позволила внести генетический аспект в комплекс исследований по проблеме изменения РОВ в процессе литогенеза. Успешное решение этой проблемы в целом обязано мировым достижениям в области петрографического изучения вещества гумусовых и сапропелевых углей, разработке унифицированной терминологии компонентов ОВ и их классификации, использованию совершенных углепетрографических методов при оценке постседиментационных преобразований ОВ и, кроме того, требованиям науки и практики. Уникальны исследования по этой проблеме И.И. Аммосова [Аммосов, Тан-Сюи, 1961], и Тайхмюллер [Teichmüller, 1958, 1970, 1971], которые определили роль

ОВ как меры количественного выражения стадий литогенеза осадочных пород и как максимального геологического термометра, оценивающего палеотемпературы недр Земли. Эти новые характеристики являются следствием лабильности и необычайной чувствительности ОВ к изменениям физико-химических и термодинамических условий среды его захоронения. Подтверждением этому являются результаты исследования РОВ различных литологических и фациальных типов осадков в ходе истории его постседиментационной переработки [Тимофеев, Боголюбова, 1970].

На всех стадиях углефикации элементный состав витринита из различных литологических типов осадков, от гравелита до аргиллита и угля, включая торф, различен. Эти различия на стадии торфа наибольшие, на стадии мягкого и твердого бурого угля, т.е. $ПК_1$ и $ПК_2$ еще значительны, а далее постепенно уменьшаются, но не исчезают полностью даже на стадии тощего угля. П.С.Софиев и соавторы [1963] подтверждают установившуюся закономерность данными более глубокого химического исследования витринита из различных литологических типов осадков ангренского мощного угольного пласта. К аналогичным выводам пришел и Я.Э.Юдович [1968, 1978].

Установлена также связь элементного состава витринита с фациальным типом осадков. Так, например, витринит в дельтовых песчаниках Итатского и Черемховского месторождений оказывается более измененным, чем в русловых [Тимофеев, Боголюбова, 1970]. Вследствие влияния среды захоронения витринит из осадков различных литологических и фациальных типов занимает вполне определенное место на диаграмме Ван-Кревелена в пределах поля каждой данной стадии углефикации [Тимофеев и др., 1974]. По той же причине гуминовые кислоты ОВ, рассеянного в глинах и концентрированного в торфах, на диаграмме Ван-Кревелена занимают поля, соответствующие их меньшей или большей химической стабилизации.

Изменение величин отражательной способности и показателя преломления витринита под влиянием среды захоронения следует установившейся закономерности его химического состава [Тимофеев, Боголюбова, 1963, 1970]. К аналогичным выводам пришла и Г.М.Парпарова [1970].

Таким образом, скорость преобразования витринита и его оптические и химические свойства неодинаковы в разных литологических и фациальных типах осадков при прочих равных условиях, и их различия иногда достигают масштаба целой стадии углефикации. Следовательно, можно с полным правом утверждать, что ОВ, в данном случае витринит, является не только мерой стадии литогенеза осадочных пород, но и индикатором среды захоронения. Недооценка этого фактора при определении стадий литогенеза осадочных пород и при решении других геологических вопросов, таких, как прогноз перспектив нефтегазоносности, качество углей, термальная история Земли и т.д., приведет к существенным ошибкам.

Степень углефикации витринита как мера литогенеза осадочных пород и палеотемператур нашла широкое применение в самых различных областях геологических знаний, даже в тектонике и стратиграфии. Досадным ограничением применения этого критерия являются случаи почти полного отсутствия витринита, что свойственно, например, сапропелевым осадкам удаленных от берега зон прибрежно-морской седиментации, в которых ОВ представлено преимущественно водорослями. Перспективной является постановка работ по исследованию постседиментационного изменения альгинита и разработке дополнительной шкалы литогенеза для этого компонента ОВ, а также дальнейшее совершенствование метода определения стадий литогенеза осадочных пород по величине показателей преломления витринита, что особенно необходимо в случаях присутствия его в осадках в тонкоаттритной форме.

В связи с широким развитием работ по глубоководному бурению особенно своевременна постановка проблем расшифровки механизма влияния физико-химических и термобарических условий среды на постседиментационную переработку различных типов ОВ осадков континентов, морей и океанов. Это дает возможность глубже проникнуть в сущность процессов минералообразования, геохимии ОВ, нефте- и газообразования, осадочного рудогенеза и т.д. При этом изучение влияния гидрохимии среды, палеотемператур, состава минеральных компонентов и физических свойств осадков различных фациальных типов на процесс постседиментационного преобразования ОВ должно быть первоочередной задачей. Уже давно доказано [Зхус, 1966], что процесс гидрослюдизации монтмориллонита в осадках воздействует на генерацию углеводородов нефтяного ряда из сапропелевого РОВ. С другой стороны, общепризнано влияние ОВ на химизм среды осадков, а также на минералы в процессе литогенеза. А.П.Виноградов [1964] писал, что во взаимодействии ОВ-горная порода происходит изменение и ОВ, и породы.

Проблема роли ОВ в процессах минералообразования включает решение очень многих и разносторонних вопросов, о чем свидетельствует обширная литература литологов, почвоведов, геохимиков, исследователей огнеупорных глин, бокситов и других специалистов.

Органическое вещество, по Н.М.Страхову [1963], играет выдающуюся роль в процессах диагенетического преобразования твердых компонентов гумидных субаквальных отложений. Новым в решении этой проблемы является расшифровка механизма и сущности процессов глинообразования под влиянием продуктов распада и синтеза отмерших растений в осадках различных фациальных типов. Детальные исследования различных фациальных типов осадков областей современного торфонакопления Колхиды, Флориды, Кубы и Прибалтики раскрыли процессы видоизменения первичных обломочных минералов глин, а также формирования и нарождения новых фаз [Боголюбова, Тимофеев, 1969]. Направленность и интенсивность этих процессов, как выяснилось, определяются, при прочих равных условиях, количеством реакционноспособного растительного материала в осадке

данной фации, степенью его разложения и ботаническим составом живших болотных генераций.

Вследствие разрушения, трансформации и синтеза глинистых минералов под влиянием взаимодействия указанных трех факторов в осадке в соответствии с его фациальным типом из первичной обломочной глины возникают различные генетические комплексы глинистых минералов. В глинистых осадках озер Колхиды с содержанием ОВ от 2 до 5% сохраняется комплекс минералов первичной обломочной глины. В древесных торфах из комплекса выпадает монтмориллонит и хлорит и появляется вермикулит. В травяных торфах комплекс становится двухкомпонентным – каолинит–вермикулитовым – вследствие разрушения гидрослюды растениями, потребляющими К. Таким образом, обнаруживается четкое разграничение состава комплексов глин "контрастных" и "нейтральных" фаций. Это свойственно областям торфонакопления типа Колхиды, связанным с источником поступления незрелого седиментационного материала, обусловливающего широкое развитие процессов разрушения, трансформации и образования новых минералов в соответствии с фациальными особенностями осадков. При поступлении в область торфонакопления достаточно переработанной глины, например, на Западной Кубе, процессы трансформации и разрушения в "контрастных фациях" не обнаруживаются, а поэтому основной костяк первичной глины прослеживается во всех фациях осадко– и торфонакопления [Тимофеев и др., 1974].

Таким образом, фациальный подход к выяснению истории существования минералов первичных глин позволил установить модель глинообразования областей современного торфонакопления, которая характеризуется определенными закономерностями перестройки минералов глин, обусловленными особенностями состава и структуры ОВ и его концентрации в осадках различных фациальных типов. В связи с этим были объяснены непонятные ранее причины различия комплексов минералов глин в угле и породах угленосных толщ Караганды [Лушихин, 1961], Буреинского бассейна [Алексеев, 1960], Иллинойса [Gluskoter, 1967] при помощи применимой к областям древнего торфонакопления модели глинообразования, подобной современной. Историчность этой модели позволяет говорить о принципиальной общности процессов глинообразования в областях торфонакопления независимо от их возраста и универсальности определяющих их фактров.

Этот новый вклад в теорию образования глин приобретает глубокий смысл при расшифровке и объяснении многих геологических явлений, например механизма концентрации и рассеивания химических элементов в земной коре, поскольку их геохимия во многом определяется перестройкой минерального и органического веществ, формирующих осадок того или иного фациального типа.

Информация об ОВ континентальных блоков земной коры будет неполной, если не рассмотреть ОВ метаморфических толщ докембрия. В настоящее время хорошо обосновано представление о широком

развитии осадочных процессов в докембрии начиная с раннего архея.

В формировании пород осадочно-метаморфической оболочки Земли выделяются два основных, четко выраженных этапа – дометаморфический и метаморфический, поэтому при их изучении совершенно необходимо сочетание литологических исследований с исследованиями процессов метаморфизма. Изучение осадочных реликтов в метаморфических комплексах докембрия положило начало развитию литологии докембрия.

Литологическим изучением докембрийских метаморфизованных первично-осадочных пород доказано, что в протерозое и доступном для изучения архее формировались все известные в фанерозое основные типы осадочных пород, дошедшие до нас в виде метаморфических эквивалентов. Исходя из того, что вещественный состав, структуры, текстуры и парагенезис этих горных пород имеют много общего как в докембрии, так и в фанерозое, можно говорить о принципиальном единстве геологических процессов этих двух наиболее крупных этапов земной коры. При этом следует заметить, что речь идет не о тождестве геологических процессов докембрия и фанерозоя, а об эволюционно усложняющемся развитии Земли от раннего докембрия до антропогена.

Изучение ОВ в докембрийских осадочно-метаморфических породах позволило установить, что оно широко распространено в пределах почти всех известных нам докембрийских регионов и является неотъемлемой составляющей образований как архейского, так и протерозойского возраста.

Самой характерной ассоциацией пород, содержащих свободное и углеродистое ОВ, являются глинисто-сланцевые образования и обычные высокоглиноземистые гнейсы. Относительно реже углеродсодержащие породы встречаются в карбонатах – мраморах, доломитах, кальцифирах, наиболее редко – в кварцитах и кварцитопесчаниках. Здесь очевидна аналогия с распределением ОВ в осадочных породах фанерозоя. В этом же ряду метаморфогенных и осадочных пород убывает и степень насыщенности их С. Иначе говоря, уже эти самые общие закономерности распространенности и распределения углеродистого вещества и углеродосодержащих пород в докембрии свидетельствуют об их общем генезисе.

Графитовое или углеродистое вещество распространено и распределено в осадочно-метаморфических породах в соответствии с геологическими и литологическими особенностями строения и характера пород и толщ. Углеродистая компонента, во-первых, имеет седиментационное происхождение и, во-вторых, синхронна заключающему ее веществу.

Нами установлены четыре основные формы проявления углеродистого вещества: 1 – точечная (тонкодисперсная), 2 – межкристаллическая, или межзерновая, 3 – отдельные крупные выделения, 4 – микротрещинная или трещинная. Эти формы связаны друг с другом, но из их соотношений установлено, что первичной, безус-

ловно, следует считать точечную (тонкодисперсную) форму. Остальные в подавляющем большинстве случаев являются производными от нее и связаны с приобретением углеродистым веществом определенной подвижности под действием тех или иных факторов метаморфизма.

Углеродистое вещество, оказываясь устойчивым, малоподвижным уже, по-видимому, со стадии керогена, является превосходным индикатором и "свидетелем" всей метаморфической истории породы и всей истории ее минерального преобразования. Следует признать необходимым и закономерным совместное изучение углеродистого (органического) вещества и минеральной составляющей пород, так как на всем протяжении геологического развития земной коры литогенез и эволюция живого вещества шли параллельно, влияли друг на друга и совместно обеспечивали эволюцию процессов и продуктов геологической жизни земной коры.

Распространенность свободного биогенного С в различных типах осадочно-метаморфических пород докембрия сопоставима с распространенностью $C_{орг}$ в основных типах осадочных горных пород фанерозоя. Мы полагаем, что "жизненная", "биохимическая" активность в докембрийское время была достаточно высокой и играла главную роль в дифференциации вещества наружной оболочки Земли.

Установление в метаосадочных породах докембрия различных углеводородов, в том числе нефтяного ряда, позволило сформулировать понятие об "углеводородном дыхании". Изотопный состав С осадочно-метаморфических пород докембрия показывает его биогенную природу.

Все перечисленное с очевидностью демонстрирует теснейшую связь условий, количества и форм накопления ОВ в древнейших осадках с литологическим типом осадков и их литолого-фациальной природой.

Выявленные закономерности формирования состава ОВ и его изменения в условиях континентов явились методической основой исследований состава и свойств ОВ морей и океанов.

В отечественной и зарубежной литературе в последнее время появилась широкая информация по химии и геохимии ОВ морей и океанов. Имеются интересные сведения о закономерностях его распределения на площади акваторий по валовому содержанию в осадках. Приводятся оценки нефте- и газоматеринского потенциала. Однако почти нет информации об изучении ОВ в связи с палеогеографическими обстановками морской и океанической седиментации, объясняющими его происхождение и особенности дальнейшего изменения.

В общем комплексе исследований по данной проблеме уникальным объектом являются меловые "черные сланцы" Атлантики, Тихого и Индийского океанов. Высокая (до 30%) концентрация в них ОВ определяет возможность применения широкого комплекса методов их изучения и сравнительного анализа выборочной информации, полученной по другим осадкам.

"Черные сланцы" – это оливково-серые до черных глины и аргиллиты алевритовые, то более, то менее карбонатные, горизонтально-слоистые, с ходами илоедов.

Комплексное углепетрографическое изучение "черных сланцев" в связи с палеогеографическими обстановками их накопления, а также и других осадков глубоководного бурения с судна "Гломар Челленджер" дало возможность предложить схему геолого-генетической классификации микрокомпонентов ОВ морских и океанических осадков.

Не останавливаясь на характеристике отдельных таксономических подразделений, обратим внимание на аллотигенные и сингенные гумусовые микрокомпоненты, возникновение которых соответственно связано с осадками континента или океана (моря). Разделение этих микрокомпонентов имеет смысл для понимания процессов превращения исходного материала в условиях морской и океанической седиментации, а также для правильной диагностики стадий литогенеза ОВ и осадка в целом.

При исследовании площадного распределения микрокомпонентов выявилось закономерное обогащение осадков гумусовым или сапропелевым ОВ в соответствии с их фациальной принадлежностью и положением в общем палеогеографическом плане морской или океанической седиментации.

Иллюстрацией этому является фациальный профиль "черных сланцев" по скв. 402-А и 400-А Бискайского залива [Timofeev, Bogoliubova, 1979]. Толща "черных сланцев" по скв. 402-А характеризуется значительно большим набором генетических типов, наличием частых прослоев, обогащенных гумусовым материалом, и присутствием доломитизированных слоев с гипсом. Толща "черных сланцев" в скв. 400-А представлена меньшим количеством генетических типов и фаций, более близких по составу, содержит слои с повышенным количеством сапропелевого материала, состоящего из водорослей подкласса динофлагеллят. Эти различия обусловлены накоплением "черных сланцев" в районе скв. 400-А в более глубоководной и относительно более удаленной от берега зоне прибрежно-морской седиментации по сравнению с мелководными периферическими лагунными условиями формирования "черных сланцев" около скв. 402-А. Таким образом, неодинаковое положение скв. 400-А и 402-А по отношению к побережью в раннемеловое время сказалось на особенностях состава генетических типов "черных сланцев" обеих скважин, а вместе с этим и на резких различиях в составе ОВ.

Органическое вещество "черных сланцев" котловины Зеленого Мыса (Восточная Атлантика) представлено скоплением водорослевого материала с подчиненным количеством гумусовых компонентов. В связи с этим оно тяготеет к III и II типам, по Ван-Кревелену [Krevelen, 1951], что подтверждается и отсутствием ароматических структур хлороформенного битумоида (ХБА), низким содержанием петролейно-эфирных смол в нем, а также низким отношением пристана к фитану [Барташевич, Боголюбова, 1979].

Органическое вещество "черных сланцев" в районе поднятия Хесса в Тихом океане состоит в основном из остатков водорослей и по своей фациальной принадлежности очень близко к "черным сланцам" скв. 400-А Бискайского залива, т.е. связано с относительно глубоководной зоной прибрежно-морской седиментации.

Итак, исходный материал сапропелевого ОВ изученных "черных сланцев" Атлантики и Тихого океана является в основном водорослевым (предположительно цисты динофлагеллят).

Степень обогащенности "черных сланцев" сапропелевым материалс как показали исследования, варьирует в очень широких пределах (от 2 до 20% и более). Эти колебания скорее всего связаны с различной продуктивностью планктонных водорослей.

Различия в петрографическом составе ОВ "черных сланцев" обусловливаются соотношением сапропелевого и гумусового материал которое в свою очередь определяется удаленностью осадков от берега в зоне прибрежно-морской седиментации.

Во всех изученных "черных сланцах" с естественной термальной историей стадия катагенеза ОВ, определенная по отражательной способоности витринита и альгинита, соответствует $ПК_1-ПК_2$ с тенденцией увеличения вниз по разрезу. Это полностью подтверждается данными химико-битуминологических и структурно-хроматографических исследований ХБА.

Изложенное позволяет сделать практический вывод о том, что "черные сланцы" мелководной зоны прибрежно-морской седиментации с преобладанием гумусового ОВ в сочетании с малой его превращенностью в процессе катагенеза можно рассматривать как потенциально газоматеринские толщи. "Черные сланцы" более глубоководной зоны прибрежно-морской седиментации с существенно сапропелевым ОВ той же стадии катагенеза определяются как потенциально нефтематеринские толщи. Для них характерны смолисто-асфальтеновый тип ХБА, длинноцепочечные парафиновые структуры его компонентов, значительная протяженность Н-алканов в маслах ХБА с малым содержанием среди них жидких и преобладанием нечетных Н-алканов над четными. С глубиной эти параметры меняются, что свидетельствует о постседиментационной эволюции ОВ в направлении процесса нефтеобразования. Эти данные говорят о том, что закономерности процессов изменения ОВ при нефтеобразовании в толще осадков дна современных океанов аналогичны тем, которые известны на континентах.

Вывод о мелководности зоны аккумуляции "черных сланцев" принципиально важен для истории мезозойско-кайнозойского осадконакоп ления и геологического развития океанов. Этот вывод свидетельствует о том, что в раннемеловое время Атлантика и Тихий океан в зонах формирования "черных сланцев" характеризовались мелководными условиями седиментации, а собственно океаническая стадия накопления осадков наступила гораздо позже.

Таким образом, анализ и синтез современного состояния наших знаний о различных аспектах изучения ОВ позволяют утверждать, что проникнуть в его природную сущность можно только посредством комплекса современных методов, из которых литолого-фациальный играет первостепенную роль.

Литература

Алексеев Л.С. К вопросу о распределении химических элементов-примесей в углях Ургальского месторождения. – Геол. и геофиз., 1960, № 10.

Аммосов И.И., Тан-Сюи. Стадии изменения ископаемых углей и парагенетические отношения горючих ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Барташевич О.В., Боголюбова Л.И. Геохимия органического вещества "черных сланцев" котловины Зеленого мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал. – Литол. и полез. ископ., 1979, № 2.

Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П. О постседиментационных изменениях глинистых минералов и органического вещества в торфяниках Колхиды. – Литол. и полез. ископ., 1969, № 5.

Боголюбова Л.И., Яблоков В.С. Генетические типы углей среднего карбона юго-западной части Донбасса. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 6.

Видавский В.В., Рябоконева Н.Я. Органические массы углей в связи с их коксующимися свойствами. – В кн.: Геолого-химическая карта Донецкого бассейна. Харьков; Москва: Укргостоптехиздат, 1941.

Виноградов А.П. Органическое вещество в химии Земли: Предисловие. – В кн.: Манская С.М., Дроздова Т.В. Геохимия органического вещества. М.: Наука, 1964.

Жемчужников Ю.А. Об особенностях углей Донецкого бассейна. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 5.

Зхус И.Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М.: Наука, 1966.

Крапивянцева В.В., Варнавский З.Г., Китаев И.В., Китаева Н.И. Петрография и условия образования углей Дальнего Востока. – В кн.: Труды VIII Междунар. конгр. по стратигр. и геол. карбона. М.: Наука, 1979, т. 4. Петрография и генезис угля.

Лущихин Г.М. Вулканический пепел в углях Карагандинского бассейна. – В кн.: Вопросы геологии угленосных отложений азиатской части СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961, вып. 3.

Нестеров В.Н. Различия в свойствах телинита и коллинита коксующихся углей Карагандинского бассейна. – ДАН СССР, 1963, т. 149, № 2.

Парпарова Г.М. Применение методов углепетрографии для исследования рассеянного органического вещества пород. – В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1970.

Румянцева О.Г. Петрографические особенности высокосернистых углей Иркутского бассейна. – В кн.: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона. М.: Наука, 1965.

Софиев П.С., Горленко И.А., Семашева И.Н. Некоторые факты о влиянии среды осадка на свойства органических компонентов. – ДАН СССР, 1963, т.152, № 2.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963.

Тимофеев П.П. К вопросу о связи генетических типов углей с обстановками осадконакопления. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 5.
Тимофеев П.П. Генезис и генетическая классификация среднеюрских углей Тувинского межгорного прогиба. – ДАН СССР, 1961, т. 139, № 4.
Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Особенности углефикации витрена в породах и углях Ангренского буроугольного месторождения. – ДАН СССР, 1963, т. 151, № 4.
Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Постседиментационные изменения органического вещества в зависимости от литологических типов пород и фациальных условий их накопления. – В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1970.
Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И., Котов В.А. Типы торфонакопления юрской угленосной формации Южной Сибири. – Литол. и полез. ископ., 1969, № 4.
Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И., Яблоков В.С. Принципы построения генетической классфикации гумусовых углей. – Изв. АН СССР. Сер-геол., 1962, № 2.
Тимофеев П.П., Коссовская А.Г., Шутов В.Д. и др. Новое в учении о стадиях осадочного породообразования. – Литол. и полез. ископ., 1974, № 3.
Толеубаева Л.В. Качество и возможные пути использования углей дубовской свиты Карагандинского бассейна (по углепетрографическим признакам). – В кн.: Геология: (Работы аспирантов и соискателей). Алма-Ата, 1966, вып. 1.
Усачева А.В. Химико-петрографические исследования углей. Геолого-углехимическая карта Донецкого Бассейна. М.: Углетехиздат, 1954, № 8.
Юдович Я.Э. Вопросы геохимии угольных включений. – Литол. и полез. ископ., 1968, № 5.
Юдович Я.Э. Геохимия ископаемых углей. Л.: Наука, 1978.
Ammosov J.J. [Аммосов I.I.]. Coal organic matter as a parameter of the degree of sedimentary rock lithification: 23rd Internat. Geol. Congr. Proc. Sect. 11. Prague, 1968.
Gluskoter H.J. Clay minerals in Illinous coals. – J. Sediment. Petrol., 1967, vol. 37, N 1.
Krevelen W., van. De Chemie van de steenkolen en het inkolingsproces Natuurkindige Voordrachtea. – Nienws Reeks, 1951, N 30.
Teichmüller M. Metamorphisme du charbon et prospection du petrole. – Rev. Lindustr. Miner.: 1958, Numero Spec., 15 Jullet.
Teichmüller M. Bestimmung. Des Jukohlungegrades von kohligen rinschlüssen in Sedimenten des Oberrhein-Grabens – ein Hilfsmittel bei der Klärung geothermischer Fragen. – In: Graben Problems, Intern. Mantle Projekt. Schweizerbart; Stuttgart, 1970, Sci. Rep. N 23.
Teichmüller M. Anwendung kohlenpetrographischer Methoden bei der Erdöe- und Erdgasprospektion. – Erdol u. Kokle, 1971, Bd 24.
Timofeev P.P., Bogoliubova L.I. [Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И.]. Black schales of the baj of Biscaj and conditions of the formation deep sea drilling project. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1979, vol. 48.
Timofeev P.P., Jablokov V.S., Bogoliubova L.I. Die Entstellung und die genetische Klassifikation von Humuskohlen der Hauptbecken der UdSSR. – Brennstoff-chemie, 1962, N 4.

УДК 552.5.551.73

Д.Г. САПОЖНИКОВ, И.В. ВИТОВСКАЯ, А.П. НИКИТИНА, Ю.Ю. БУГЕЛЬСКИЙ, А.Д. СЛУКИН, Б.А. БОГАТЫРЕВ, Ж.В. ДОМБРОВСКАЯ, В.М. НОВИКОВ

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

Кора выветривания, как известно, служит одним из основных источников вещества при формировании различных типов осадочных горных пород.

Под корой выветривания понимается комплекс горных пород, образующихся в континентальных субаэральных условиях в результате процессов гипергенного метасоматического изменения исходных пород верхней части литосферы, которые под воздействием климатических, геоморфологических, геохимических и других факторов стремятся к равновесному состоянию в термодинамической обстановке земной поверхности.

Различия в геолого-структурных особенностях субстрата приводят к формированию двух основных морфогенетических типов коры выветривания – площадного и линейного. Площадные коры развиты регионально и могут образовывать сплошные покровы на территориях до сотен и тысяч квадратных километров при мощности от нескольких до 100 м. Такими, например, являются коры выветривания платообразных поверхностей выравнивания на Южном Урале, на Кубе и в Гвинее (рис. 1). Линейные коры выветривания развиты локально, по зонам тектонических нарушений, трещиноватости и ослабленным контактам пород различного состава. Глубина их развития может достигать 1000 м. Наиболее ярким примером этого типа кор служат коры выветривания на серпентинитах Уфалейского массива. Известны они и на ряде других массивов Урала, в частности на Кемпирсае. На большие глубины – до 700 м – распространены коры на железистых кварцитах КМА, где богатые железные руды прослеживаются до глубины 400 м. Масштабы распространения кор выветривания позволяют рассматривать их в совокупности с некоторыми другими гипергенными образованиями как самостоятельную геологическую формацию.

Кора выветривания имеет зональное строение. Под минеральной зоной понимается часть коры выветривания, породы которой характеризуются определенным минеральным составом, физическими свойствами и текстурно-структурными особенностями. Зоны коры выветривания зачастую хорошо прослеживаются в разрезах по различной окраске и плотности пород.

Совокупность минеральных зон составляет профиль выветривания. В зависимости от количества зон и их минерального состава, обусловленных особенностями формирования, выделяются три генетических типа профилей выветривания: полный, сокращенный и неполный.

Полный профиль выветривания, образующийся при интенсивном выветривании, содержит все четыре минеральные зоны, выделенные в свое время И.И. Гинзбургом [1963] при изучении кор выветривания ультраосновных пород. Они представлены (снизу вверх): 1) дезинтегрированными, 2) керолитизированными, монтмориллонитизированными, 3) нонтронитизированными серпентинитами и 4) охрами, сложенными минералами свободных окислов и гидроокислов Fe.

Полные профили выветривания известны на Кемпирсайском массиве Южного Урала, где они образованы на ультраосновных и основных породах. Профили, развитые на основных породах, состоят из зон дезинтегрированных, гидрослюдисто-гидрохлорит-монтмориллонитовых, каолинитовых и гиббситовых пород. Полные профили с хорошо развитой зоной промышленных бокситов описаны на сланцах Воронежской антеклизы, на различных породах на Украине, Чадобецком поднятии, в Восточной Сибири и многих других районах Советского Союза. Они широко распространены также в ряде тропических областей: на серпентинитах Кубы (Никаро), на траппах в Индии, на классических месторождениях промышленных бокситов в Арканзасе (США).

В условиях весьма интенсивного выветривания из профиля могут выпадать промежуточные зоны, вплоть до того, что зоны свободных окислов и гидроокислов Fe и Al могут образовываться непосредственно по дезинтегрированным породам, как, например, в охристом профиле с гиббситом на ультраосновных породах Малайзии [Shellmann, 1964] или в гиббситовом – на основных породах Гвинеи [Писемский, 1968]. Такие профили выветривания, в которых отсутствуют промежуточные зоны, предложено было называть сокращенными. Они широко распространены на гранитах Индии, серпентинитах Кубы, Урала и Украины, бокситовых месторождениях современных тропиков.

При малоблагоприятных условиях процессы выветривания приводят к формированию неполного типа профиля, где отсутствуют одна, две или даже три верхние минеральные зоны. Наиболее известными примерами являются гидрослюдисто-вермикулитовые профили Карелии, Кольского полуострова и Урала, а также гидрослюдисто-каолинитовые профили на кислых породах Украины и Урала. Выделенные типы профилей отражают три основных варианта геохимических условий минералообразования при выветривании.

Коры выветривания возникают как результат гипергенных метасоматических процессов взаимодействия породы с просачивающимися растворами. Формирующиеся при этом типоморфные минеральные парагенезисы определяются физико-химическими параметрами среды минералообразования: pH, Eh и концентрациями (активностями) компонентов в растворах. Эти параметры непосредственно зависят от состава исходной породы и гидродинамического режима в зоне выветривания. Последний, в свою очередь, представляет собой функцию более общих факторов выветривания: кли-

УДК 552.5.551.73

Д.Г. САПОЖНИКОВ, И.В. ВИТОВСКАЯ, А.П. НИКИТИНА, Ю.Ю. БУГЕЛЬСКИЙ, А.Д. СЛУКИН, Б.А. БОГАТЫРЕВ, Ж.В. ДОМБРОВСКАЯ, В.М. НОВИКОВ

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

Кора выветривания, как известно, служит одним из основных источников вещества при формировании различных типов осадочных горных пород.

Под корой выветривания понимается комплекс горных пород, образующихся в континентальных субаэральных условиях в результате процессов гипергенного метасоматического изменения исходных пород верхней части литосферы, которые под воздействием климатических, геоморфологических, геохимических и других факторов стремятся к равновесному состоянию в термодинамической обстановке земной поверхности.

Различия в геолого-структурных особенностях субстрата приводят к формированию двух основных морфогенетических типов коры выветривания – площадного и линейного. Площадные коры развиты регионально и могут образовывать сплошные покровы на территориях до сотен и тысяч квадратных километров при мощности от нескольких до 100 м. Такими, например, являются коры выветривания платообразных поверхностей выравнивания на Южном Урале, на Кубе и в Гвинее (рис. 1). Линейные коры выветривания развиты локально, по зонам тектонических нарушений, трещиноватости и ослабленным контактам пород различного состава. Глубина их развития может достигать 1000 м. Наиболее ярким примером этого типа кор служат коры выветривания на серпентинитах Уфалейского массива. Известны они и на ряде других массивов Урала, в частности на Кемпирсае. На большие глубины – до 700 м – распространены коры на железистых кварцитах КМА, где богатые железные руды прослеживаются до глубины 400 м. Масштабы распространения кор выветривания позволяют рассматривать их в совокупности с некоторыми другими гипергенными образованиями как самостоятельную геологическую формацию.

Кора выветривания имеет зональное строение. Под минеральной зоной понимается часть коры выветривания, породы которой характеризуются определенным минеральным составом, физическими свойствами и текстурно-структурными особенностями. Зоны коры выветривания зачастую хорошо прослеживаются в разрезах по различной окраске и плотности пород.

Совокупность минеральных зон составляет профиль выветривания. В зависимости от количества зон и их минерального состава, обусловленных особенностями формирования, выделяются три генетических типа профилей выветривания: полный, сокращенный и неполный.

Полный профиль выветривания, образующийся при интенсивном выветривании, содержит все четыре минеральные зоны, выделенные в свое время И.И. Гинзбургом [1963] при изучении кор выветривания ультраосновных пород. Они представлены (снизу вверх): 1) дезинтегрированными, 2) керолитизированными, монтмориллонитизированными, 3) нонтронитизированными серпентинитами и 4) охрами, сложенными минералами свободных окислов и гидроокислов Fe.

Полные профили выветривания известны на Кемпирсайском массиве Южного Урала, где они образованы на ультраосновных и основных породах. Профили, развитые на основных породах, состоят из зон дезинтегрированных, гидрослюдисто-гидрохлорит-монтмориллонитовых, каолинитовых и гиббситовых пород. Полные профили с хорошо развитой зоной промышленных бокситов описаны на сланцах Воронежской антеклизы, на различных породах на Украине, Чадобецком поднятии, в Восточной Сибири и многих других районах Советского Союза. Они широко распространены также в ряде тропических областей: на серпентинитах Кубы (Никаро), на траппах в Индии, на классических месторождениях промышленных бокситов в Арканзасе (США).

В условиях весьма интенсивного выветривания из профиля могут выпадать промежуточные зоны, вплоть до того, что зоны свободных окислов и гидроокислов Fe и Al могут образовываться непосредственно по дезинтегрированным породам, как, например, в охристом профиле с гиббситом на ультраосновных породах Малайзии [Shellmann, 1964] или в гиббситовом – на основных породах Гвинеи [Писемский, 1968]. Такие профили выветривания, в которых отсутствуют промежуточные зоны, предложено было называть сокращенными. Они широко распространены на гранитах Индии, серпентинитах Кубы, Урала и Украины, бокситовых месторождениях современных тропиков.

При малоблагоприятных условиях процессы выветривания приводят к формированию неполного типа профиля, где отсутствуют одна, две или даже три верхние минеральные зоны. Наиболее известными примерами являются гидрослюдисто-вермикулитовые профили Карелии, Кольского полуострова и Урала, а также гидрослюдисто-каолинитовые профили на кислых породах Украины и Урала. Выделенные типы профилей отражают три основных варианта геохимических условий минералообразования при выветривании.

Коры выветривания возникают как результат гипергенных метасоматических процессов взаимодействия породы с просачивающимися растворами. Формирующиеся при этом типоморфные минеральные парагенезисы определяются физико-химическими параметрами среды минералообразования: pH, Eh и концентрациями (активностями) компонентов в растворах. Эти параметры непосредственно зависят от состава исходной породы и гидродинамического режима в зоне выветривания. Последний, в свою очередь, представляет собой функцию более общих факторов выветривания: кли-

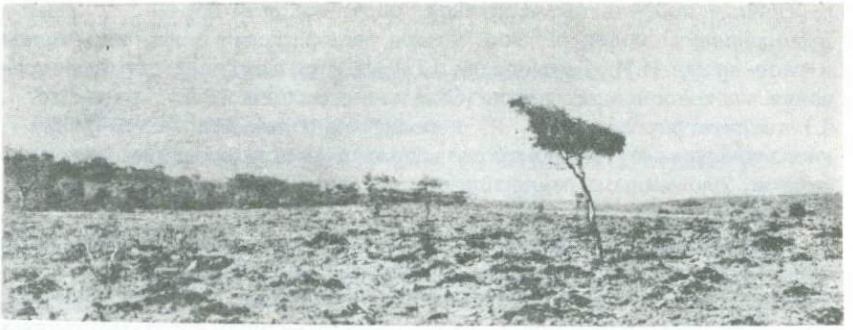


Рис. 1. Поверхность выравнивания боваля Дебеле (Гвинея). Фото Б.А. Богатырева

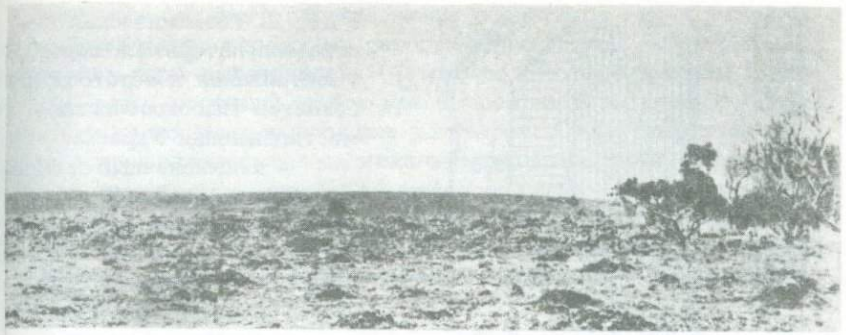
матических, геоморфологических и геолого-структурных. Поэтому мы считаем, что нельзя строить генетическую классификацию кор выветривания только по двум факторам, как это делают Б.М. Михайлов и Г.В. Куликова [1977]. Необходимо учитывать все перечисленные выше факторы выветривания и не в простой совокупности, а в строгом соподчинении.

Полный профиль выветривания на любой породе возникает при интенсивном и равномерном просачивании растворов через породы, что приводит к выносу подвижных и фиксации инертных компонентов. Относительная подвижность компонентов в вертикальном разрезе коры выветривания изменяется, что хорошо видно на геохимических профилях, построенных по методу абсолютных масс (рис. 2). Полный профиль образуется на пенепленизированных поверхностях выравнивания при жарком, переменно влажном климате и характерен преимущественно для коры выветривания площадного распространения.

Сокращенный тип профиля выветривания возникает при весьма интенсивном промывном режиме в условиях жаркого тропического климата и характерен не только для площадного, но и для линейного типа кор выветривания, где интенсификация гидродинамического режима происходит за счет высокой проницаемости пород, например, в зонах тектонических нарушений.

Неполный тип профиля формируется при ослабленной интенсивности выноса компонентов из породы, что может быть обусловлено как климатическими, так и геоморфологическими факторами. Ярким примером влияния последнего является каолинитовый профиль, развитый в понижениях рельефа среди латеритных кор выветривания, в частности, на бовалях Африки.

Все минеральные ассоциации выделенных типов профилей кор выветривания с несомненностью свидетельствуют об окислительной обстановке их формирования. Поэтому выделение Б.М. Михайловым бемит-шамозитового типа коры выветривания [Критерии..., 1978]



мы считаем ошибочным. Обширный фактический материал говорит о вторичном и более позднем образовании бемита и шамозита по отношению к латеритным гиббситоносным корам выветривания. Эта минеральная ассоциация появляется только в результате преобразования кор выветривания в восстановительных условиях.

Механизм и физико-химические параметры среды минералообразования могут быть восстановлены при анализе типоморфных минеральных парагенезисов коры выветривания. Важнейшей составляющей парагенезисов является рентгеноаморфная фаза, в которой нередко находятся максимальные содержания рудных компонентов. Примером служат никеленосные коры выветривания.

Изучение структурно-текстурных особенностей выветрелых пород и их пористости позволяет говорить о различном механизме минералообразования в вертикальном разрезе. Замещение гипогенных минералов гипергенными происходит псевдоморфно, с сохранением структурно-текстурных особенностей или характера трещиноватости исходных пород. Однако механизм формирования псевдоморфоз различен. Трансформационное преобразование минералов исходных пород, как, например, в случае замещения хлоритов и слюд смешанослойными минералами или серпентина керолитом, происходит в основном в нижних горизонтах коры выветривания. Главным же механизмом минералообразования в коре выветривания является синтез вещества из аморфных остатков и растворов, который преобладает преимущественно в верхних частях коры выветривания.

Различие процессов минералообразования в вертикальном разрезе выветривающихся пород зависит от характера и скорости массопереноса, связанных с уровнем грунтовых вод, интенсивностью водообмена и размерами формирующихся в породе поровых пространств.

Изменения физико-химических параметров среды и механизма минералообразования в вертикальном разрезе коры выветривания обусловливают накопление ряда компонентов до рудных концентраций и формирование экзогенных рудных месторождений бокситов,

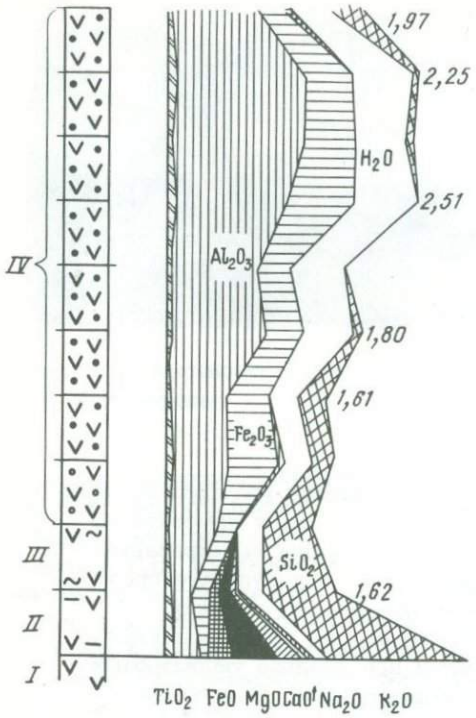


Рис. 2. Геохимическая диаграмма латеритной коры выветривания и остаточных бокситов Высокопольского месторождения Украины

I – неизмененные габбро-амфиболиты; зоны: II – монтмориллонит-гидрохлоритовая, III – гетит-каолинитовая, IV – гетит-гиббситовая (снизу вверх: бокситы каменистые, рыхлые глинистые и бокситовая порода); цифры – объемный вес породы, г/см^3

железных и кобальт-никелевых руд, золота, редких и некоторых других металлов. Кроме того, некоторые продукты зональной коры выветривания представляют собой ценные нерудные полезные ископаемые (вермикулиты, каолины, монтмориллониты, магнезиты).

Процесс формирования коры выветривания всегда сопровождается ее разрушением и переотложением. От соотношения интенсивностей этих процессов зависит сохранность коры выветривания. Наиболее благоприятными для развития и сохранения кор выветривания являются условия медленных эпейрогенических колебаний территории. Резкий подъем территории приводит к интенсивному разрушению коры выветривания, вплоть до уничтожения, а быстрое опускание с одновременным перекрытием карбонатными осадками – к сохранению.

Разрушение коры выветривания может происходить либо в континентальных условиях – под воздействием главным образом плоскостного линейного стока или эоловых процессов, либо в морских условиях – при морской абразии. Эти условия определяют литолого-фациальный состав продуктов ближнего и дальнего переноса и переотложения пород коры выветривания.

Продукты ближнего переотложения обнаруживают наиболее тесную генетическую связь с корой выветривания. Они наследуют минеральный и химический состав материнских пород и сохраняют набор акцессорных минералов, а в крупных обломках – также их структурно-текстурные особенности. По мере удаления от областей разрушения продукты переотложения становятся все более дисперсными, а связь их с корой выветривания – все менее явной.

Продукты ближнего переотложения образуются как в результате механического переноса и переотложения пород или остаточных минералов коры выветривания (бобово-обломочные бокситы и железные руды, россыпи), так и при выносе из коры рудных компонентов в коллоидных и истинных растворах. Среди продуктов переотложения различаются делювиально-пролювиальный, озерно-болотный и прибрежно-морской генетические типы. В непосредственной связи с корой выветривания эти генетические типы широко развиты в различных районах Земли, где формирование их происходило на разных этапах геологической истории - от докембрийского до современного.

В качестве известных примеров можно назвать районы Воронежской антеклизы, Украинского кристаллического щита, Урала, Сибирской платформы (Прибайкалье, Чадобецкое поднятие, Енисейский кряж), Гвинейского щита, Индостанской платформы, геосинклинали Карибского региона (Куба).

В пределах Воронежской антеклизы развиты продукты ближнего переотложения латеритных кор выветривания раннекаменноугольного возраста, представленные богатыми железными рудами и бокситами. Среди них известны различные фациальные типы - делювиально-пролювиальные, озерно-болотные и в меньшей степени прибрежно-морские рудные накопления.

Делювиально-пролювиальные осадочные бокситы и богатые железные руды располагаются здесь на склонах и в депрессиях погребенного кристаллического фундамента, поблизости или непосредственно на кровле остаточных бокситов, богатых железных руд и коре выветривания сланцев. Пространственно осадочные бокситы тесно связаны с обломочными железными рудами, с которыми перемежаются, образуя линзы мощностью от 1 до 15 м. Характеризуются они обломочной структурой, унаследованной от первичных латеритных кор выветривания.

Бокситы озерно-болотного типа приурочены к депрессиям II, III и более высокого порядков тульско-алексинско-михайловского возраста, заложенным также среди остаточных латеритных кор выветривания. Они образовались в восстановительных условиях озерно-болотных фаций и характеризуются переслаиванием бокситов с огнеупорными каолиновыми глинами, насыщенными прослоями углей, пиритом и сидеритом. В отличие от делювиально-пролювиальных бокситы озерно-болотного типа являются тонкодисперсными и по качеству более низкосортными.

Наиболее благоприятными площадями для локализации осадочных бокситов описываемых типов являлись зоны контактов выветрелых бокситоносных сланцев с богатыми железными рудами. Дальность переноса латеритного материала как богатых железных руд, так и бокситов до места образования промышленных рудных тел не превышает 300-400 м.

Классическим примером непосредственной генетической связи латеритной коры выветривания с месторождениями бокситов речно-

го типа является Смелянское месторождение на Украине. Месторождение приурочено к древним речным долинам домелового возраста, где бокситы совместно с каолиновыми глинами и песками представляют отложения пойменного аллювия, которым сложены древние речные террасы. Источниками глинозема для этих бокситов послужили латеритная кора выветривания и остаточные бокситы, образованные на лабрадоритах и анортозитах, которые в настоящее время сохранились на пологих склонах подножий и местных поднятиях, непосредственно примыкающих к речным долинам. Генетическая связь осадочных бокситов месторождения с латеритной корой выветривания доказывается вещественным составом самих бокситов, где содержится большое количество гиббситизированных реликтовых обломков основных пород и акцессорных минералов, а также пространственной приуроченностью промышленных залежей руд, тела которых протягиваются цепочками вдоль массивов основных пород.

В Западном Казахстане с продуктами ближнего переотложения латеритной коры выветривания связаны, в частности, делювиальные месторождения бокситов – Актагайское, Соркольское, Кировское и др. Переотложенные продукты представлены здесь толщей каолиновых пород, включающих залежи бокситовых руд. Нижние горизонты толщи сложены грубообломочными породами, практически нацело состоящими из обломков подстилающей коры выветривания. Осадочные бокситы наследуют не только минеральный состав латеритной коры выветривания, являющейся для них источником вещества, но также качественный состав элементов-примесей и корреляционные связи между отдельными их парами:

Cr – V; Cr – Ti; Ti – V; Ni – Co.

Хорошие примеры связи продуктов ближнего переотложения с корами выветривания имеются на территории Кубы. Так, в районе серпентинитового массива Сан-Мигель-де-лос-баньос обширные равнины, окружающие массив и сложенные известняками, перекрыты чехлом переотложенных охристых продуктов выветривания. Связь их с первичными корами устанавливается по обломкам жильного опала и повышенным содержаниям Ni. Аналогичные переотложенные охры распространены севернее гор Сьерра-Кубитас. Повышенное содержание Ni, высокое значение Ni/Co, наличие обломков опала и широкое развитие железистых конкреций, характерных для верхних горизонтов кор выветривания, свидетельствуют о тесной связи этих образований с корами выветривания ультрабазитов. На геохимическом профиле видно постепенное уменьшение содержаний Cr, Ni, Co и Mn в охрах по мере удаления их от массива ультрабазитов (рис. 3). Продукты ближнего переотложения могут представлять собой ценные месторождения полезных ископаемых.

С размывом и переотложением кор выветривания связан ряд осадочных формаций, отлагающихся в гумидных климатических ус-

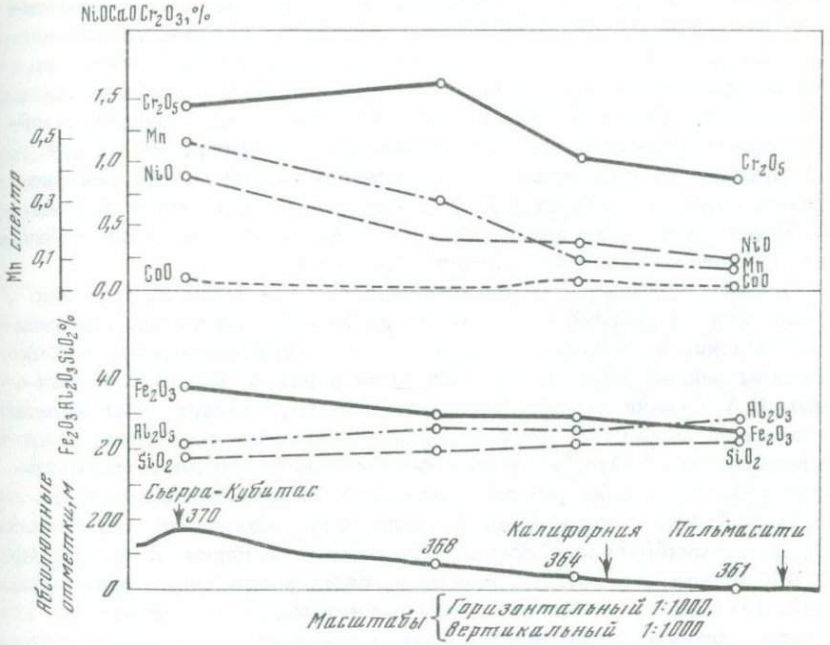


Рис. 3. Схематический геохимический профиль района распространения переотложенных кор выветривания севернее Сьерра-Кубитас (Куба)

ловиях как во время, так и после эпох корообразования. Как источник минерального вещества коры выветривания оказывают максимальное влияние на осадочные формации платформ и в меньшей степени – на формации переходных областей и геосинклиналей. Сильнее всего это влияние сказывается на терригенных, меньше – на терригенно-карбонатных и очень слабо – на карбонатных осадочных формациях. Влияние кор выветривания на образование морских терригенно-карбонатных и карбонатных формаций платформ и геосинклиналей четко сказывается в отложениях прибрежной зоны и постепенно затушевывается к открытой глубоководной части морских бассейнов.

Установление связи конкретных осадочных формаций с корой выветривания встречает ряд затруднений, поскольку кора как субаэральное образование, приуроченное к положительным элементам рельефа, зачастую бывает полностью уничтожена размывом. В этом случае надежным критерием, свидетельствующим о некогда существовавшей древней коре выветривания, является обнаружение фрагментов слагающих ее пород в составе осадочных отложений.

Корреляция осложняется еще и тем, что сохранившиеся коры выветривания и осадочные формации локализуются в принципиально различных геоморфологических условиях. Первые приурочены к

умеренно высоким плато, вершинам и склонам пологих возвышенностей, поверхностям выравнивания и другим положительным элементам рельефа, тогда как вторые накапливаются в понижениях на поверхности континентов, в озерных или морских водоемах. Области формирования кор и одновозрастные осадки зачастую находятся на значительном расстоянии друг от друга, что также затрудняет их корреляцию. В тех случаях, когда между ними не удается наблюдать постепенных переходов, используется тот же критерий, что и при доказательстве былого существования древних кор, уничтоженных впоследствии размывом.

В качестве примеров успешно выполненной корреляции можно сослаться на работы, проведенные на Урале, где хорошо изучены мезозойские и кайнозойские коры и осадочные формации. Так, в Орском районе установлена кора выветривания, которая, по данным В.А. Гуцаки и В.В. Гудошникова [1969], имеет средне-позднетриасовый возраст. С этой корой коррелируется верхнетриасовая миндыбайская свита, в отложениях которой содержатся сохранившиеся обломки выветрелых образований. В пользу связи миндыбайской свиты с корой выветривания свидетельствуют сходные особенности минерального состава слагающих их пород, в частности, почти полное отсутствие минералов, легко поддающихся выветриванию. Последнее характерно и для вышележащей кызылкаинской свиты, которой заканчивается разрез триасовых отложений. Залегающая над ней юрская толща содержит большое количество неустойчивых минералов и поэтому не могла образоваться в результате размыва и переотложения коры выветривания.

А.П. Сигову с соавторами [1967] удалось непосредственно проследить взаимосвязь между корами и морскими отложениями на Северном Урале. Они считают, что в течение юры, в эпоху интенсивного образования осадков формации коры выветривания на континенте (лангурская свита) в прилегающей к Северному Уралу части Западно-Сибирской низменности шло накопление паралических и прибрежных осадков в виде каолинит-гидрослюдистых и бейделлитовых глин оторьинской свиты, каолинит-гидрослюдистых глин, кварцевых песков и галечников тольинской свиты, оолитовых железняков мансийской свиты.

В обоих этих случаях, в Орском районе и на Северном Урале, устанавливается корреляция между корами выветривания и близкими по возрасту осадочными толщами. Формации коры выветривания и формации осадочных образований тесно увязываются друг с другом и входят в состав единого элювиально-осадочного комплекса.

Подобным же образом устанавливается связь осадочных образований с палеогеновой корой выветривания в Прибайкалье. Развитая здесь палеогеновая осадочная формация сложена продуктами переотложения коры выветривания (каолиновые глины, кварцевые пески, бокситы) и распространена преимущественно в кайнозойских впадинах Предбайкальского прогиба по юго-восточной окраи-

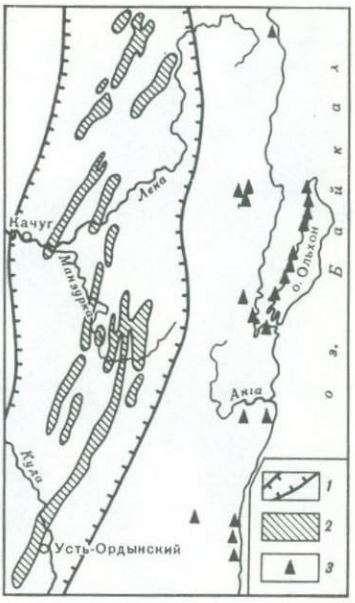


Рис. 4. Распространение палеоген-неогеновых отложений и кор выветривания на территории Западного Прибалкалья [Кайнозойские..., 1976]

1 – границы Предбайкальского предгорного прогиба; *2* – впадины, выполненные неогеновыми отложениями; *3* – обнажения коры выветривания.

не Сибирской платформы (рис. 4). Источником материала для ее образования послужила кора выветривания, развитая на Байкальском сводовом поднятии.

Особенно благоприятные условия для корреляции создаются, если в коре выветривания имеется рудный материал. При размыве коры он поступает на пути миграции и переотлагается в осадочных породах. Рудные образования хорошо распознаются среди осадочных отложений и определенно указывают на связь их с корой выветривания.

Примером переотложенных пород латеритной коры выветривания являются осадочные бокситы месторождения Сангареди (Гвинея). Они сложены окатанными обломками (рис. 5), соответствующими по составу латеритным породам из верхнего горизонта коры выветривания, которая развита на многочисленных бовалях, плосковершинных возвышенностях этого района.

Другим примером подобного рода являются железные руды Лисаковского месторождения в Тургайском прогибе, связанные, по общему мнению, с корой выветривания, но залегающие на протяжении многих десятков километров в толще аллювиальных отложений. Последние выполняют русло древней водной артерии, протекавшей в олигоцене в пределах Тургайского прогиба.

Корреляция коры выветривания с осадочными образованиями возможна при синхронном их формировании, когда образование коры сопровождается частичным ее размывом. Наряду с этим зачастую происходит размыв и переотложение коры выветривания, сформированной ранее, до накопления пород коррелятной осадочной формации. В этом случае возможна асинхронная корреляция древней коры и более молодой осадочной формации.

Наиболее четко проявляется связь с корами выветривания платформенных терригенных формаций, образованных в зонах гумидного климата и сложенных глинами, кварцевыми песками и другими терригенными образованиями. Примером являются палеогеновые формации Днепровско-Донецкого авлакогена и северной части При-

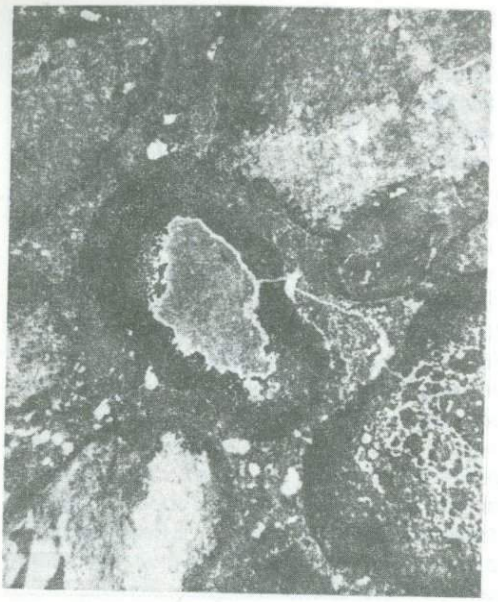


Рис. 5. Обломочный (гравелитовый) боксит месторождения Сангареди (Гвинея) с гиббситовыми обломками различной окатанности и степени раскристаллизованности. В центре – обломок пелитоморфного гиббситового боксита с гематитовой каймой; ×10, без анализатора

черноморской впадины, в непосредственной близости от Украинского щита. Верхнедевонская (франская) терригенная формация, развитая на северном крыле Воронежской антеклизы, является другим примером такого рода. В ней наряду с различными осадочными образованиями известны кварцевые пески, каолины и другие породы, произошедшие за счет разрушения кор выветривания.

Распределение кор выветривания на территории нашей страны неравномерно. Выделяются области, в которых коры выветривания весьма широко распространены, и образование их относится к нескольким возрастным интервалам. Такие коры известны во многих районах на Русской платформе (Балтийский, Украинский щиты, Воронежская антеклиза), на Сибирской платформе (Алданский щит, Енисейский кряж, Чадобецкое поднятие и т.д.), в областях завершенной складчатости Урала, Казахстана, Алтая.

Эти области могут рассматриваться как провинции распространения коры выветривания. Характерно, что они связаны с совершенно определенными структурно-тектоническими элементами земной коры, в частности на платформах в первую очередь со щитами, антеклизами и куполами. Коры выветривания развиты здесь на древних породах складчатого основания и являются одним из главных поставщиков минерального материала, слагающего осадочные формации верхнего структурного этажа. Тем самым коры выветривания участвуют в закономерных изменениях формаций осадочного чехла платформ. Подобную же роль они играют и в областях завершенной складчатости, где во многом определяют состав молодых осадочных пород, несогласно залегающих на дислоцированных комплексах.

Области тектонических плит, покрытые осадочными образованиями верхнего структурного этажа, обычно лишены кор выветривания. Это обстоятельство может быть объяснено тем, что форма-

ции осадочных пород, развитые на плитах, сложены минералами, возникшими в зоне гипергенеза, в том числе и такими, которые образовались непосредственно в коре выветривания, были переотложены и дали начало осадочным толщам. Такие минералы, как правило, с трудом поддаются гипергенным изменениям и глубоким преобразованиям при выветривании.

Геологическое значение отдельных провинций коры выветривания может меняться во времени. В самом деле, сначала выветривание глубоко прорабатывает, дезинтегрирует и как бы глинизует материнские породы. Синхронно начинается поступление минерального материала из коры выветривания в области седиментации. В соответствии с этим происходит отложение осадочных толщ, коррелятных коре выветривания и располагающихся в пределах того же региона. При благоприятных климатических условиях и оптимальном характере тектонических движений в течение длительного времени может одновременно происходить образование хорошо проработанной коры выветривания и мощной толщи осадочных отложений. Однако в последующее время при поднятии территории начавшиеся процессы размыва в первую очередь уничтожат кору выветривания и связанные с ней гипергенные образования. В результате район утратит значение провинции коры выветривания и о былом существовании ее будут свидетельствовать только коррелятные осадочные образования.

Подобным же образом кора выветривания утратит свое первоначальное значение при погребении ее под более молодыми осадочными отложениями. В этом случае она хотя и существует, но изолирована от поверхности и не может продолжать свое развитие. Точно так же она не может поставлять минеральный материал для образования осадочных отложений. В этих условиях регион уже нельзя будет рассматривать как провинцию коры выветривания, способную давать материал для отложения осадочных пород.

Захороненные коры выветривания через некоторое время могут быть вновь обнажены в результате более позднего размыва. Регион снова, теперь уже во второй раз, приобретает значение провинции коры выветривания. Вскрытые эрозией коры могут опять предоставить минеральный материал для образования осадочных формаций, связанных уже с более молодым этапом геологического развития региона.

В истории Земли выделены эпохи формирования кор выветривания, имеющие широкое региональное или даже глобальное распространение.

В течение фанерозойской истории Земли известно несколько эпох глубокого химического (гумидного) выветривания, с которыми связано формирование осадочных толщ и комплексов рудных и нерудных ископаемых. Из них три – среднедевонская–раннекаменноугольная, триас–юрская и мел–палеогеновая – характеризуются широким площадным распространением и известны на древних (Рус-

ская и Сибирская) и молодых эпигерцинских платформах и в пределах областей завершенной складчатости (Урал и др.).

Сравнение минерального состава и геохимии кор выветривания, образованных за время различных эпох в течение фанерозоя, показывает, что между этими корами нет существенной разницы. Так, в частности, в коре выветривания мелового возраста развиты те же минералы, что и в девонской или нижнекаменноугольной коре. Подобное же сходство наблюдается в минеральном составе гипергенных месторождений, связанных с разновозрастными корами. Такое постоянство продуктов выветривания, возникших в различные эпохи, разделенные промежутком времени в сотни миллионов лет, свидетельствует о том, что условия выветривания в течение фанерозоя были в основном близкими.

Можно полагать, что климатические условия Земли в течение каждой эпохи характеризовались примерно такой же зональностью, что и в настоящее время. Имели место все переходы от полярного к жаркому, влажному, экваториальному климату. В широком интервале климатических условий каждой отдельной эпохи существовали и такие, в которых могло происходить образование коры выветривания, однако эта возможность реализовалась лишь при наличии оптимального сочетания всех других благоприятных условий. Только в этом случае в геологической истории Земли выделяется длительный промежуток времени, который зафиксирован образованием коры выветривания и может рассматриваться как эпоха выветривания.

Крупные эпохи корообразования, известные в геологической истории континентов, оказывали в прошлом значительное влияние на основные особенности осадочных формаций. Кроме того, они могли порождать определенную повторяемость типов осадочных пород и отдельных формаций в стратиграфических разрезах регионов.

Литература

Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. – В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 6.

Гуцаки В.А., Гудошников В.В. История формирования и минералогический состав кор выветривания Орского Урала и Зауралья. – В кн.: Коры выветривания Урала. Саратов, 1969.

Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976.

Критерии прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1978.

Михайлов Б.М., Куликова Г.Ф. Фациальный анализ кор выветривания. Л.: Недра, 1977.

Михайлов Б.М., Броневой В.А., Куликова Г.В. Латеритные коры выветривания и бокситообразование в палеозойскую эру. – В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Писемский Г.В. Геохимические особенности коры выветривания Гвинейской республики. – В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1968, вып. 10.
Сигов А.П., Гузовский Л.А., Шуб В.С. Мезозойские и кайнозойские коры выветривания Урала и коррелятные им отложения. – Тр. СНИИГГИМС 1967, вып. 66.
Schellmann W. Zur lateritischen Verwitterung von Serpentinit. – Geol. Jahrb., 1964, Bd. 81.

УДК 552.5:551.73

В.А. ТЕНЯКОВ

ПРОЦЕССЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОКСИТОВ

В настоящее время большинство исследователей считают, что вещество бокситов возникает в процессе глубокого химического выветривания алюмосиликатных горных пород и по существу является субстанцией остаточной, накапливающейся либо in situ в латеритных корах выветривания, либо в качестве рыхлых продуктов латеритизации любого по происхождению и весьма широкого по составу алюмосиликатного субстрата на карстующихся карбонатных породах. При процессах разрушения и переотложения этих продуктов формируются различные генетические и фациальные типы осадочно-элювиальных и осадочных месторождений бокситов.

Вместе с тем в последние годы вновь в различных вариантах возрождаются версии о связи бокситообразовательного процесса с гипотетическими гидротермами [Гладковский и др., 1975] или даже с эксплозивным вулканизмом [Разумова, 1977].

Процессы выветривания в геологической истории Земли. В связи с исключительной длительностью геологических процессов, и процесса выветривания в том числе, их анализ включает, в частности, изменение во времени: трансформировались ли определяющие их факторы, условия развития, видоизменялся ли, наконец, характер самих формировавшихся при этом образований. Мы не случайно избегаем при этом термина "эволюция", поскольку считаем, что стоящая за этим понятием в принципе, безусловно, верная для геологических процессов идея развития, во-первых, понимается разными исследователями весьма неоднозначно, во-вторых, в любом случае еще далека от насыщения ее фактическим содержанием и, в-третьих, уже давно нуждается в существенном уточнении длительности временного отрезка, на котором мы должны в настоящее время ее выявлять и конкретизировать.

Ранее при анализе процессов выветривания в геологической истории Земли геологи, не располагая радиогеохронологическими данными о длительности геологических процессов на Земле, были

вынуждены прибегать к концепции так называемой "быстрой" или "короткой" их "эволюции". Развитие представлений о временной протяженности процессов видно на примере трех этапных событий.

I. Международный геологический конгресс, г. Москва, 1937 г. Выбор определяется следующими соображениями: во-первых, конгресс подводил итоги достижениям геологии того времени, во-вторых, время проведения конгресса – канун массового использования абсолютных геохронологических определений, т.е. канун принципиально нового этапа, который достаточно быстро привил геологам чувство геологической временной размерности.

II. Международный симпозиум "Земная кора", г. Балтимора, 1955 г. Этот этап характеризуется значительным развитием представлений о земной коре; к этому времени накопилось уже достаточно много новых геохронологических датировок древнейших пород Земли.

III. Международный симпозиум "Корреляция докембрия", г. Москва, 1975 г. Выбор очевиден – это наш сегодняшний уровень знаний в рассматриваемой области.

Напомним, что на всех этих трех условных этапах предполагалось, что в так называемое в "полной мере актуалистическое" фанерозойское время экзогенные процессы протекали в условиях, относительно близких к современным.

Итак, всего лишь к началу 40-х годов при практически полном отсутствии геохронологической основы представлялось, что вся седиментогенная эволюция (а кстати, и эволюция органического мира) должна была произойти в пределах протерозоя, причем, вероятнее всего, позднего. Вся временная длительность докембрия была определена тогда О. Баклундом [1939] в 1500 млн. лет.

К середине 50-х годов (II этап) осадочные породы были уже установлены на возрастном уровне примерно в 2700 млн. лет [Аренс, 1957], а наиболее древние докембрийские даты абсолютного возраста пород (в то время не совсем подтвержденные) достигали и даже несколько превышали 3000 млн. лет.

В настоящее время (III этап) возраст древнейших осадочных горных пород Земли определен в 3700 млн. лет и, что очень важно, он вплотную приблизился к возрасту вообще древнейших горных пород земной коры – всевозможных гнейсов и гранитов. Но, как следует из некоторых последних исследований, и эти значения, возможно, в ближайшее время будут пересматриваться, поскольку для предполагаемых первично-седиментогенных образований основания Капвальского и Родезийского кратонов в Юго-Восточной Африке и федоровской свиты на Алдане многие исследователи уже допускают абсолютный возраст седиментации в 4000–4200 млн.лет.

Таким образом, примерно за 40 лет экзогенная жизнь земной коры "удлинилась" почти в 4 раза.

Обращая внимание на этот исключительный факт, надо со всей определенностью сказать, что в геологии сделано еще поразительно мало принципиальных выводов, связанных с его осмысливанием.

Применительно к рассматриваемой проблеме уже следует сделать вывод о том, что с упомянутой моделью "короткой" эволюции, а следовательно, и с ожиданием слишком контрастных, ярких эволюционных ступеней изменения экзогенеза нужно окончательно расстаться, и, напротив, следует выявлять и насыщать содержанием модель, если можно так сказать, "длинной" и значительно менее контрастной эволюции, приводя ее в соответствие с сегодняшними геологическими воззрениями.

Обратимся теперь непосредственно к проблеме кор выветривания в докембрии. Сравнительно недавно даже попытки поисков кор выветривания в докембрии вызывали у многих исследователей недоумение, причем сомнению подвергалась не возможность их сохранности в каком-то, пусть и метаморфизованном виде, а вообще возможность их существования в докембрии. Излишне говорить, что эти исследователи, видимо, просто не задумывались над тем простым фактом, что все основные типы осадочных пород (глины, песчаники и карбонаты), являющиеся основными также и среди осадочных пород раннего докембрия, просто не имеют никакого другого сопоставимого с корами выветривания источника вещества. Так что заранее можно было быть уверенным в успехе отыскания в докембрии кор выветривания, что и подтвердило время.

Итак, следует прежде всего подчеркнуть, что в докембрии коры выветривания пользуются достаточным распространением, причем в пределах всего стратиграфического диапазона [Докембрийские..., 1975]. Установлено также [Сидоренко, Чайка, 1970], что они группируются в совершенно определенные возрастные "эпохи" (а точнее, "возрастные уровни"), которые прослеживаются в пределах докембрия всех континентов, причем среди как протерозойских, так и среди архейских образований. Чрезвычайно важно обратить внимание на то, что даже в сохранившихся фрагментах докембрийские коры выветривания обнаруживают зональное строение (или несут элементы этой зональности), и эта зональность очень близка к той, которая нам хорошо известна по корам выветривания фанерозоя. Сохраняется в докембрийских корах выветривания и та генеральная направленность химических и минеральных изменений выветривающихся пород, которая свойственна продуктам выветривания более молодого возраста [Корякин, 1975].

Однако есть все-таки какие-либо отличия докембрийских кор выветривания от более молодых аналогов? Есть ли в их строении, составе, геохимии что-либо специфичное?

Подходя к ответу на эти вопросы строго, следует сказать, что специфика докембрийских кор выветривания еще не установлена, не выявлена и по существу пока неизвестна. Правда, в работах некоторых исследователей [Докембрийские..., 1975] называются две их "особенности", которые нередко интерпретируются именно как их специфичность. Первая из них – это низкое значение в докембрийском элювии Fe_2O_3/FeO, что связывается с предполагаемым относительно пониженным парциальным давлением кис-

лорода в докембрийской атмосфере. И вторая – несколько повышенное содержание в древнем элювии K, что большинством исследователей интерпретируется как следствие отсутствия в докембрийское время наземной растительности, которая, как известно, действительно является мощным агентом, поглощающим этот элемент в процессе выветривания.

Напомним, что почти во всех без исключения исследованиях кор выветривания докембрия речь идет о фрагментах сохранившихся самых нижних (глубоких) горизонтов элювия. Уже по этой одной причине нужно вообще исключить интерпретацию любых химических особенностей докембрийских элювиальных образований для характеристики соответствующих этим продуктам выветривания докембрийских атмосфер. Совершенно неправомерно и использование в этой связи отношения окисного и закисного Fe в реликтах нижних зон докембрийских кор выветривания; ведь столь же низкие отношения свойственны (что вполне естественно) и нижним горизонтам любых фанерозойских и даже современных кор выветривания. Кроме того, следует учесть, что в процессе регионального метаморфизма эта величина могла и, видимо, должна была еще более понижаться.

Обширные данные по палеозойским, мезозойским и современным корам выветривания [Лисицина, 1973] показывают, что в огромном числе примеров K в нижней (да и средней) части профиля выветривания либо не выносится в больших количествах, либо даже существенно накапливается, вплоть до величин, свойственных остаткам докембрийских кор выветривания. Даже в каолинитовых зонах ряда молодых профилей выветривания содержание K_2O достигает иногда нескольких процентов. Нет никакой нужды прибегать и к факту действительного отсутствия наземной растительности в докембрии с тем, чтобы обосновать "невынесенность" из докембрийского элювия K. В любом случае K в соответствии с его растворимостью и физико-химическими особенностями основных актов выветривания должен быть вынесен из самых верхних зон кор выветривания (и действительно выносится). Кроме того, нелишне подчеркнуть, что растения сами "не извлекают" K из горных пород (как это полагают некоторые исследователи), а усваивают его из коровых растворов, куда он попадает по тем же самым физико-химическим причинам, что и другие щелочные и щелочноземельные элементы. Так что в верхних частях докембрийских кор выветривания должно было быть K ровно столько, сколько и в корах выветривания фанерозоя.

Мы уже обратили особое внимание на то, что практически уже на уровне 3700 млн. лет встречается тот же спектр основных осадочных пород, который прослеживается в течение всех последующих эпох. Нам представляется, что этот факт не только может, но и должен, наконец, тоже найти свое совершенно определенное генетическое толкование при общей оценке характера процессов выветривания в геологической истории Земли. И вывод здесь мо-

жет быть сделан только один – основная направленность выветривания, главные типы кор выветривания и важнейшие продукты, связанные с их размывом и переотложением, безусловно, оставались принципиально сходными в пределах всего известного нам геологического времени.

К этому же выводу приводят и самые первые результаты анализа относительной распространенности и геохимии этих главных типов осадочных пород в истории докембрия [Докембрий..., 1978; Ронов, 1976]. Ведь по существу обнаруживается изменение во времени только их относительных объемов, выявляющиеся же тенденции изменения во времени содержания в осадочных породах ряда главных и второстепенных химических элементов связываются в основном с изменениями во времени характера преобладающих пород палеосуши, тектонического режима, климата и интенсивности вулканизма, т. е. с теми же факторами, которые регулируют их содержание в осадочных породах в разрезе всего фанерозоя [Ронов, 1972].

Какие же периодически изменяющиеся в истории Земли условия и факторы экзогенеза могли влиять на состав продуктов выветривания? Это – органическое вещество, состав и объем атмосферы, температура, вулканизм. В настоящее время мы только начинаем выявлять эти закономерности, и это направление в познании процессов и кор выветривания в истории экзогенеза и литогенеза на нашей планете следует признать сегодня одним из важнейших.

Пока что прямые факты должны убедить любого непредвзятого исследователя только в признании принципиального сходства процессов и кор выветривания в пределах всего обозримого сейчас геологического времени.

Бокситообразование в геологической истории Земли. Современный анализ главнейших геологических черт проявлений бокситов в земной коре, региональных и локальных закономерностей размещения месторождений бокситов [Бушинский, 1975; Сапожников и др., 1978; Михайлов, 1978], данных по изотопии О их вещества [Теняков, 1979], а также распространенности в основных генетических классах их месторождений элементов-примесей [Теняков, 1975] позволяет сделать исчерпывающий вывод о том, что бокситы – это сугубо гипергенные образования не только по месту своего накопления, но и по существу самих реакций, рождающих их вещество, и что единственным процессом, ответственным за возникновение этих образований в течение обозримой геологической истории Земли, был только латеритный процесс. Как показывают геологические и геохимические данные, хемогенный процесс приводил (и приводит) только к незначительным и непромышленным накоплениям бокситов. Все эти важнейшие, с нашей точки зрения, факты находят прямое отражение и в генетических классификациях месторождений бокситов [Бушинский, 1975; Сапожников, 1978; Теняков, 1978].

Однако в самое последнее время наше понимание условий и факторов течения латеритного процесса существенно дополнилось [Броневой, Теняков, 1976а–в; Михайлов, Броневой, 1980]. Так, было показано, что развитие латеритного процесса может принципиально регламентироваться содержанием Si в метеорных водах и соотношением Si/Al в коровых растворах как в промежуточных "продуктах" выветривания. И если первый фактор может, благодаря соседству областей латеритизации с пустынями и действию ветров, превращаться в фактор регионального контроля латеритного бокситообразования [Броневой и др., 1975], то второй фактор является относительно локальным и зависит от петрохимического типа исходных для латеритов пород. Удалось также прийти к выводу, что повышение общего атмосферного давления и парциального давления CO_2, а следовательно, и температуры среды должны приводить к формированию не гиббсит–, а бемитсодержащих латеритных кор выветривания. Регламентация в последнем случае латеритного процесса по Si- и Si/Al-параметрам совершенно определенно указывает, что в докембрии, где, вероятнее всего, и можно было ожидать возникновения бемитовых латеритов, наиболее благоприятными исходными породами являлись сланцево–карбонатные толщи, серицитовые и серицит–хлоритовые породы, т.е. породы, богатые щелочным резервом.

Кроме того, специальные расчеты [Теняков, Копейкин, 1977] позволили снять вопрос об "ультракислых" или даже "очень кислых" атмосферных и поверхностных водах в докембрии в связи с предполагаемым постоянно высоким или периодически повышающимся содержанием CO_2 в докембрийской атмосфере [Сидоренко и др., 1973], а следовательно, и вопрос о так называемых "глобальных хемогенных эпохах" бокситообразования вообще.

Анализ геологических особенностей месторождений бокситов различного возраста, региональных и локальных закономерностей их размещения приводит к выводу [Михайлов, 1978] о прерывисто-прогрессивном возрастании интенсивности процессов бокситообразования в геологической истории Земли, увеличении общих запасов бокситов, усложнении строения рудоносных формаций и отдельных месторождений. Намечаются следующие важнейшие возрастные рубежи такой эволюции: 1 – поздний протерозой; 2 – ранний–средний девон; 3 – поздний девон–ранний карбон; 4 – поздний триас–ранняя юра; 5 – мел; 6 – олигоцен–четвертичный период.

Эволюция латеритного процесса происходила в соответствии с развитием органического мира, и от протерозоя к настоящему времени процесс смещался "из моря на сушу" [Михайлов, 1978].

Анализ процессов выветривания [Теняков, 1980] и бокситообразования [Сидоренко, Теняков, 1976; Sidorenko, Tenjakov, 1977] в геологической истории Земли, а также прямые факты обнаружения даже в глубоком докембрии как метаморфизованных, так и неметаморфизованных бокситов дают возможность предполагать, что процессы латерито– и бокситообразования были свойственны

практически всей обозримой в настоящее время геологической истории Земли, а хорошо известная картина стратиграфического распределения запасов бокситов отражает сохранность их во времени в связи с физической и химической деградацией месторождений и вещества бокситов.

Литература

Аренс Л.Х. Древнейшие образования Земли. – В кн.: Земная кора. М.: ИЛ, 1957.

Баклунд О. Тр. XVII сессии МГК. М.: ГОНТИ, 1939, т. 2.

Броневой В.А., Копейкин В.А., Теняков В.А., Михайлов Б.М. О генетических взаимоотношениях в латеритных покровах Западной Африки. – ДАН СССР, 1975, т. 224, № 2.

Броневой В.А., Теняков В.А. Основные физико-химические параметры латеритного процесса (применительно к гиббситовым бокситам). – ДАН СССР, 1976а, т. 228, № 1.

Броневой В.А., Теняков В.А. Об одной из возможных причин формирования первично-бемитовых латеритов. – ДАН СССР, 1976б, т. 228, № 3.

Броневой В.А., Теняков В.А. Основные особенности условий формирования первично-бемитовых латеритов. – ДАН СССР, 1976в, т. 228, № 4.

Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1975.

Гладковский А.К., Огородников О.Н., Анфимов Л.В. Проблема происхождения геосинклинальных месторождений бокситов на Урале. – В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975.

Докембрий и проблемы формирования земной коры. М.: Наука, 1978.

Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975.

Корякин А.С. Диагностические критерии метаморфизованной коры выветривания (на примере Центральной Карелии). – В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975.

Лисицына Н.А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973.

Михайлов Б.М. Региональные и локальные закономерности размещения бокситовых месторождений. Л.: Недра, 1978.

Михайлов Б.М., Броневой В.А. О генезисе бокситов КМА и Тимана. – В кн.: Теория образования кор выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.

Разумова В.Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.:Наука, 1977.

Ронов А.Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли. – Геохимия, 1972, № 2.

Ронов А.Б. Вулканизм, корообразование, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода). – Геохимия, 1976, № 8.

Сапожников Д.Г. и др. Закономерности размещения бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1978.

Сидоренко А.В., Чайка В.М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. – В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970.

Сидоренко А.В., Теняков В.А. Бокситообразование в геологической истории Земли и "принцип сходства" экзогенных процессов в докембрии и фанерозое. – ДАН СССР, 1976, т. 226, № 5.

Сидоренко А.В., Розен О.М., Теняков В.А., Гиммельфарб Г.Б. Метаморфизм осадочных толщ и "углекислое дыхание" земной коры. – Сов. геол., 1973, № 5.
Теняков В.А. Проблема источника и способа формирования вещества бокситов (геохимический аспект). – В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975.
Теняков В.А. Генетическая классификация месторождений бокситов. – ДАН СССР, 1978, т. 243, № 6.
Теняков В.А. Изотопно-кислородные "метки" бокситов основных генетических классов и процессы формирования их вещества. – ДАН СССР, 1979, т. 247, № 2.
Теняков В.А. Процессы выветривания в геологической истории Земли. – В кн.: Теория образования кор выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980.
Теняков В.А., Копейкин В.А. Индий в бокситах. – В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М.: ВИМС, 1977, вып. 5.
Sidorenko A.V., Tenjakov V.A. Bauxite formation in geological history of the Earth. – TICSOBA, 1978, p. 34–45.

УДК 552:5:551.73

Е.И. БУЗМАКОВ, Л.И. КУЛИШ, Г.А. МАЧАБЕЛИ, Е.А. ПАНСКИХ, А.А. РОЖНОВ, Е.А. СОКОЛОВА, Н.И. ХАМХАДЗЕ

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В НЕКОТОРЫХ МАРГАНЦЕВОРУДНЫХ БАССЕЙНАХ СССР

Основные марганцеворудные бассейны СССР различаются как по литологическим особенностям развитых в них отложений, так и по своей тектонической принадлежности. Опыт изысканий, направленных на выявление закономерностей размещения рудных концентраций в этих бассейнах, показывает, что поставленная задача может быть решена только при помощи комплексных исследований.

К одному из определяющих направлений комплексного подхода относится изучение особенностей накопления и последующего изменения рудовмещающих отложений. Подобные исследования значительно расширяют представления о сущности процессов, протекающих на стадиях седименто- и литогенеза, и вскрывают характер связей рудообразования с этими процессами. Цель настоящей статьи – показать на примере конкретных регионов роль литологических исследований при решении вопросов, тесно связанных с нуждами практической геологии. Это в первую очередь вопрос об источнике рудного вещества и генезисе месторождений, а также о факторах, контролирующих оруденение.

Рассматриваются следующие марганцеворудные бассейны: Удско-Шантарский (Дальний Восток), Магнитогорский (Южный Урал), Атасуйский (Центральный Казахстан), Чиатурский и Квирильский (Грузия). Выбор объектов подчеркивает широкий стратиграфический

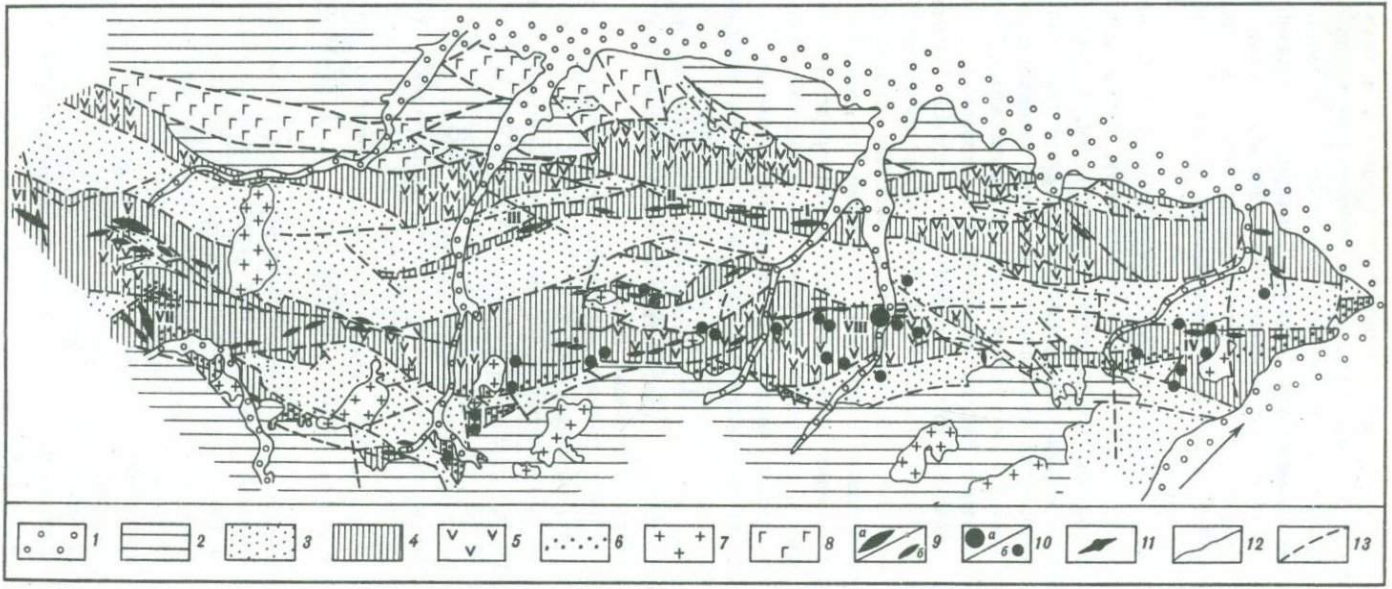
диапазон проявления марганцеворудного процесса, а также то, что этот процесс сопутствовал разным тектоническим этапам развития земной коры и протекал в разных палеогеографических обстановках. Возраст рудовмещающих толщ Удско-Шантарского бассейна – раннепалеозойский, Магнитогорского и Атасуйского – девонский, Чиатурского и Квирильского – олигоценовый; первые два бассейна отвечают ранней стадии геосинклинального процесса, а остальные – периоду его завершения.

Рудоносные комплексы Удско-Шантарского и Магнитогорского бассейнов характеризуются рядом общих черт, таких как их петрографический состав, особенности рудоносности, характер питающих провинций и, наконец, конседиментационный тектонический режим и палеоландшафты. Выявленное сходство позволяет относить сравниваемые объекты к одному типу геологических образований и говорить об основных чертах этого типа в целом.

Основным компонентом петрофонда комплексов являются продукты вулканических извержений. Это лавы преимущественно базальтового состава, поступающие в бассейн седиментации при подводных трещинных излияниях, а также пирокластические образования. Последние накапливались в непосредственной близости от стратовулканов, постройки которых образовывали возвышенности и цепи островов, подвергавшихся интенсивному размыву. Поднятия вулканического происхождения являлись основными поставщиками кластического (вулкано-терригенного) материала в бассейн седиментации. На их склонах шло интенсивное рифообразование, чем обусловлено постоянное присутствие в составе комплекса вулканогенно-карбонатной ассоциации пород.

В периоды относительного затухания вулканической деятельности и на территориях, разобщающих крупные вулканические центры, шло накопление кремнистых и карбонатно-кремнистых илов, содержащих большую или меньшую примесь пеплового и вулкано-терригенного материала. За счет этих осадков в процессе литификации формировались яшмы, кремнистые сланцы и туффиты, слагающие очень характерную туфогенно-кремнистую ассоциацию. Среди перечисленных образований присутствуют прослои эффузивов и вулканогенно-обломочных пород, мощность и количество которых увеличиваются по мере приближения к вулканическим центрам.

Характерной особенностью рассматриваемых отложений является весьма ограниченная примесь в них терригенного материала, поступающего с участков суши, расположенных уже за пределами бассейнов седиментации. В Удско-Шантарском бассейне намечается тенденция к увеличению роли терригенного компонента осадка в юго-восточном направлении, что дает основание рассматривать юго-восточную часть бассейна как прибрежно-морскую более мелководную. В современном эрозионном срезе значительная часть мелководной области раннепалеозойского бассейна перекрыта отложениями мезозойского возраста (рис. 1, 2).


I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

Таким образом, петрофонд рассматриваемых комплексов составляет в основном продукты вулканической деятельности, проявлявшейся в период накопления осадков как в эффузивно-эксплозивной, так и в фумарольно-гидротермальной форме. Главными источниками кластического материала служили местные островные поднятия вулканического происхождения.

Для Магнитогорского бассейна положение областей суши, поставляющей в него терригенный материал, и направление сноса не установлены. Анализ вещественного состава пород и взаимоотношений их ассоциаций внутри комплексов позволяет говорить об определенной направленности процесса осадконакопления во времени и дает возможность реконструировать некоторые элементы палеоландшафтов бассейнов. Основные выводы сводятся к следующему: 1 – комплексы формировались в зонах активной вулканической деятельности, интенсивность которой во времени несколько ослабевала. Это особенно хорошо проявилось в Магнитогорском бассейне, где верхней части комплекса отвечает выдержанная яшмовая толща (бугулыгырский горизонт); 2 – состав и общий характер продуктов вулканических извержений во времени закономерно изменялись: во-первых, наблюдается постепенное возрастание коэффициента эксплозивности, что связывается с появлением вулканов центрального типа, которые возникали на базальтовых массивах, образовавшихся ранее в результате трещинных излияний лав; во-вторых, намечается тенденция к контрастной дифференциации магматических расплавов, особенно четко проявившаяся в Магнитогорском бассейне.

Накопление комплексов происходило в морских бассейнах, рельеф дна которых усложнялся по мере появления вулканов центрального типа. Постройки последних выходили из-под уровня

Рис. 1. Схема геологического строения Ланско-Джагдинского прогиба, Удско-Шантарский район. Составлена Е.А. Панских с использованием материалов Ю.А. Мамонтова, Ю.И. Щербины, Г.В. Рогонова, А.В. Махинина, Ф.А. Кислякова

Отложения: *1* – четвертичные, *2* – мезозойские терригенно-вулканогенные, *3* – средне-верхнепалеозойские преимущественно терригенные с прослоями и линзами основных вулканитов, яшм, известняков, *4* – нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные, в составе которых: *5* – основные эффузивы и туфы, *6* – терригенные породы; интрузивные породы: *7* – мезозойские (граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, монцониты, габбро), *8* – допалеозойские (габбро, габбро-анортозиты, пироксениты, дуниты, серпентиниты, амфиболиты); месторождения (*а*) и проявления (*б*) руд: *9* – железных (I – Ирское, II – Мильканское, III – Джалминское, IV – Тайканское, V – Гербиканское, VI – Курумское, VII – Итматинское), *10* – марганцевых (VIII – Ир-Нимийское), *11* – Галамское месторождение железомарганцевых руд; *12* – геологические границы; *13* – тектонические нарушения

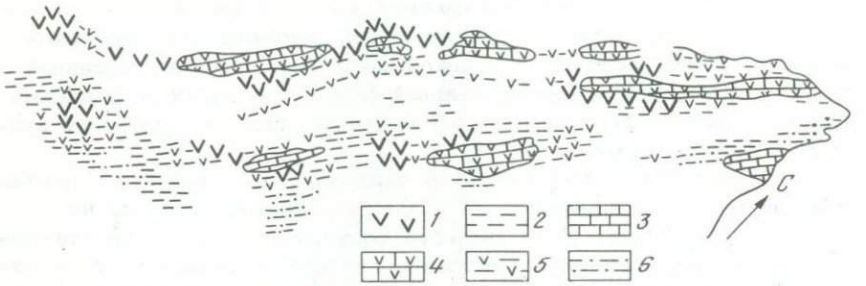


Рис. 2. Схема современного распространения литологических комплексов пород в Ланско-Джагдинском прогибе, по Е.А. Панских и Л.И. Кулиш.

Породы: *1* – вулканогенные (эффузивы и туфы), *2* – кремнистые, *3* – карбонатные; ассоциации пород: *4* – вулканогенно-карбонатная, *5* – вулканогенно-кремнистая, *6* – кремнистотерригенная

моря, образуя отдельные поднятия и целые островные гряды. В пределах Удско-Шантарского бассейна отчетливо обособлялись две такие гряды, северная и южная, фиксирующиеся по выходам вулканитов и пород вулканогенно-карбонатной ассоциации (см. рис. 1, 2). Гряды разобщались троговым прогибом, в котором шло накопление кремнистых илов и относительно тонких фракций пирокластического и вулкано-терригенного материала. Южная гряда служила барьером, отделяющим трог от области морского мелководья. В Магнитогорском бассейне имелись только отдельные вулканические поднятия, не группирующиеся в гряды.

В стадию седиментогенеза в бассейнах происходило интенсивное накопление железистых и марганцовистых илов. Поступление рудных компонентов связывается с вулканическими газо-гидротермальными выносами. Руды, как правило, ассоциируют с яшмами, которые переслаиваются и замещаются по латерали глинисто-кремнистыми сланцами и туффитами (туфогенно-кремнистая ассоциация в Удско-Шантарском и яшмовый бугулыгырский горизонт в Магнитогорском бассейнах). Из палеогеографической схемы (рис. 3), составленной для Удско-Шантарского бассейна, видно, что все участки рудонакопления, как железного, так и марганцевого, приходятся на наиболее углубленную область бассейна. В пределах этой области железистые илы накапливались ближе к северной островной гряде, а марганцеворудные концентрации оказывались смещенными к пелагической части бассейна. Подобная рудная зональность позволяет считать, что поступление соединений Fe и Mn шло со стороны северной вулканической гряды и, напротив, исключает возможность их привноса с располагающейся на юге суши.

В Магнитогорском бассейне руды ассоциируют с яшмами, которые сменяют толщу вулканических пород (период затухания вулканической деятельности). Ограниченное поступление в бассейн седимен-

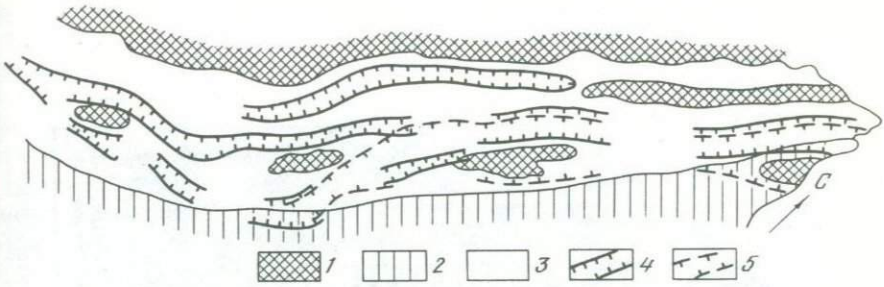


Рис. 3. Палеогеографическая схема Ланско-Джагдинского прогиба (нижний палеозой). Составлена Е.А. Панских и Л.И. Кулиш

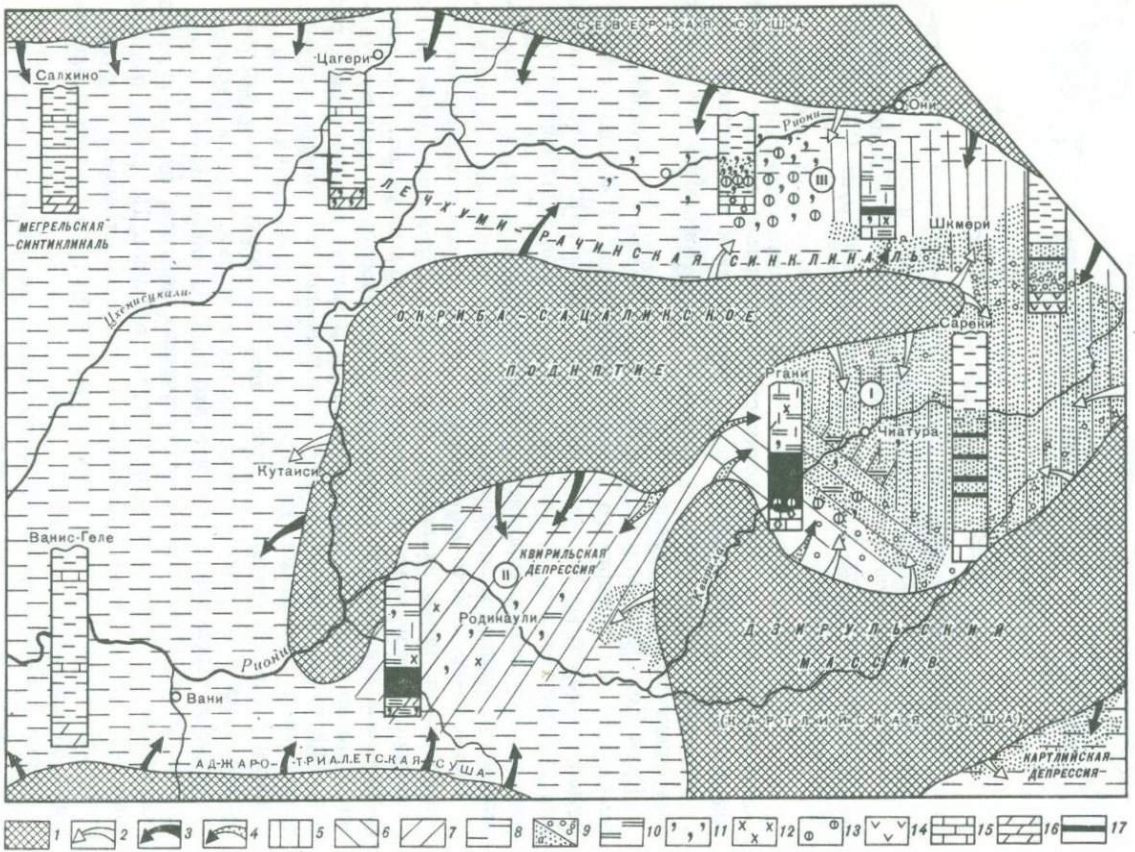
1 – островная вулканическая гряда; области: *2* – мелководья, *3* – глубоководная; границы участков накопления руд: *4* – железных, *5* – марганцевых

тации эффузивного и пирокластического материала вместе с намечающейся в конце эффузивного цикла тенденцией к контрастной дифференциации магматического расплава рассматриваются как факторы, благоприятствующие рудообразованию.

Руды Fe и Mn в Атасуйском бассейне связаны с отложениями фаменского яруса верхнего девона, выполняющими Жаильминскую мульду, и залегают на семи различных стратиграфических уровнях. Для рудовмещающего комплекса наиболее характерны карбонатные породы (известняки, доломиты, глинисто-кремнисто-карбонатные образования), которым подчинены терригенные отложения и вулканиты.

Глинисто-кремнисто-карбонатные породы имеют сложный генезис: значительная часть входящего в их состав глинистого вещества образовалась в результате разложения пеплового материала, а привнос кремнезема связывается с деятельностью гидротермальных источников. Вулканиты при их явно подчиненном развитии встречаются в разных горизонтах комплекса. Они представлены эффузивами, туфами, туффитами и тефроидами. Из перечисленных образований только туффиты имеют значительное площадное распространение, что же касается лав и их пирокластических производных, то они узколокализованы. Представляется, что эти породы накапливались в непосредственной близости от вулканических центров, функционировавших только в ограниченные промежутки времени. По своим петрохимическим особенностям вулканиты могут быть отнесены к группе контрастно-дифференцированных базальтоидов ряда щелочной оливиновый базальт-трахилипарит.

Рудовмещающий комплекс представляет непрерывную морскую серию, но наряду с этим характеризуется большой фациальной неоднородностью, обусловленной мозаично-блоковым строением основания мульды и локальным развитием островных и подводных вулканов. В его составе выделены прибрежно-пляжевые, дельтовые, барьерно-рифовые, лагунные и илово-впадинные фации, а также фации


СЕВЕРНАЯ СУША
Салхино
Цагери
Они
Рионы
МЕГРЕЛЬСКАЯ СИНТИКЛИНАЛЬ
ЛЕЧХУМИ
РАЧИНСКАЯ СИНКЛИНАЛЬ
Шкмери
Цхенисцкали
ОНРИБА-САЦАЛИНСКОЕ
ПОДНЯТИЕ
Сареки
Ргани
Чиатура
Кутаиси
Ванис-Геле
КВИРИЛЬСКАЯ ДЕПРЕССИЯ
Квирила
Родинаули
Рионы
ДЗИРУЛЬСКИЙ МАССИВ
Вани
(КАРТОЛИНСКАЯ СУША)
АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКАЯ СУША
КАРТЛИНСКАЯ ДЕПРЕССИЯ
I
II
III
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17

склонов наземных и подводных вулканов. На периферии мульды развиты отложения прибрежных равнин. Рудные залежи известны среди отложений всех перечисленных фациальных типов, однако большинство месторождений, в том числе и наиболее крупные, накапливалось в иловых впадинах или на участках сочленения последних с сопредельными зонами морского дна или побережья.

Иловые впадины, являющиеся наиболее углубленными участками морского дна, отвечают опущенным по разломам блокам фундамента мульды. Наиболее характерными отложениями для иловых впадин являются тонкозернистые глинисто-кремнисто-карбонатные породы, образующие пачки двух типов: 1) темные, обогащенные органикой флишоидные образования; 2) светлые и красноцветные породы. Железные и марганцевые руды связанны только с пачками второго типа.

Пространственное распределение железных и марганцевых руд по разрезу и площади конкретных месторождений подчинено вертикальной и горизонтальной зональности. Горизонтальная зональность – концентрическая, она отражает различную степень удаленности максимальных масс Fe и Mn от общего центра поступления: Fe неизменно накапливается во внутренней зоне, приближенной к фокусу зональности, а Mn мигрирует на большие расстояния, слагая кольцевые зоны, несколько смещенные к периферии по отношению к максимуму железонакопления.

Фокусы зональности рассматриваются как локальные центры поступления рудного вещества в бассейн седиментации. Установлена приуроченность этих центров к наиболее осложненным тектоническим узлам и зонам повышенной проницаемости. С точки зрения авторов, эта закономерность размещения рудогенерирующих источников свидетельствует о поступлении рудоносных растворов из земных глубин, т.е. указывает на гидротермально-осадочное происхождение характеризуемых руд Fe и Mn.

Вертикальная зональность распределения руд состоит в том, что на всех месторождениях, где совместно развиты железные и марганцевые руды, последние локализуются в почве и кровле железорудных пластов.

Рис. 4. Фациально-палеогеографическая карта времени образования марганцевого горизонта Западной Грузии, по Г. А. Мачабелии и Н. И. Хамхадзе

1 – суша; направление сноса материала: *2* – аркозового, *3* – граувакового, *4* – карбонатного; марганцевые руды: *5* – карбонатные, *6* – окисные, *7* – смешанные, *8* – глины; *9* – пески (*а*) и песчаники (*б*); *10* – опоки, спонголиты, опалиты; *11* – глауконитовые и минерализация глауконита; *12* – клиноптилолит; *13* – желваки фосфорита; *14* – порфиритовая свита байоса; *15* – известняки мела; *16* – мергели верхнего эоцена; *17* – марганцеворудный горизонт

В Чиатурском и Квирильском бассейнах промышленная залежь марганцевых руд связан с нижнеолигоценовыми образованиями, тогда как в сопредельных районах Западной Грузии, а также на юге европейской части СССР марганцевая минерализация фиксируется в более молодых отложениях, вплоть до нижнемиоценовых [Страхов и др., 1968; Долидзе и др., 1974].

По литологическому составу марганценосные образования четко разграничиваются от синхронных с ними отложений майкопской серии. Если последние представлены полиминеральными глинами, алевролитами, песчаниками и другими типично терригенными породами с рыбьими чешуями, обугленными растительными остатками и ярозитом, то в строении обогащенных Mn горизонтов принимают участие опал-клиноптилолитовые, монтмориллонит-глауконитовые и другого состава опоковидные породы, спонголиты, реже фосфориты и алевролиты с опал-монтмориллонитовым цементом; в них терригенные минералы существенно подчинены диагенетическим образованиям.

На рис. 4 показано поступление терригенного материала в Чиатурский и Квирильский бассейны во время формирования продуктивного горизонта. В период становления подрудных и рудных образований Чиатурского (I) и Шкмерского (III) бассейнов на водосборных площадях размывались, по-видимому, аркозовые песчаники нижнего мела и верхней юры, кислые литокластические туфы верхнего байоса, реже лейасовые аркозовые породы, а также гранитоиды Дзирульского массива. В формировании же надрудных образований немаловажную роль сыграли, кроме них, породы порфиритовой свиты Грузинской глыбы и флишоидные отложения Северной суши.

В Квирильской (II) и частично Карталтынской депрессиях привнос пелитоморфного граувакового материала осуществляется в результате размыва эоценовой вулканогенной толщи аджаро-триалетской зоны.

В характеризуемые бассейны поступали и продукты размыва меловых известняков, поскольку в разрезе марганценосного олигоцена встречаются кремнистые стяжения, иногда заключенные в карбонатном панцире; характерной особенностью является также изрезанная и ноздреватая поверхность подстилающих рудный горизонт известняков.

Терригенный материал алевро-псаммитовой и реже псефитовой размерности, степень окатанности и сортировки низкая.

В Квирильской депрессии рудные слои, сложенные карбонатными и смешанными (окисно-карбонатными) типами, в большинстве случаев непосредственно или же через гётитовые и глауконитовые слои, расположены на верхнеэоценовых мергелях (рис. 5). Последние иногда существенно обогащены аутигенной минерализацией (опал, халцедон, монтмориллонит, клиноптилолит, селадонит, доломит), отсутствующей в тех разрезах, где над ними нет марганцевых руд. Отмеченные аутигенные образования в продуктивном го-

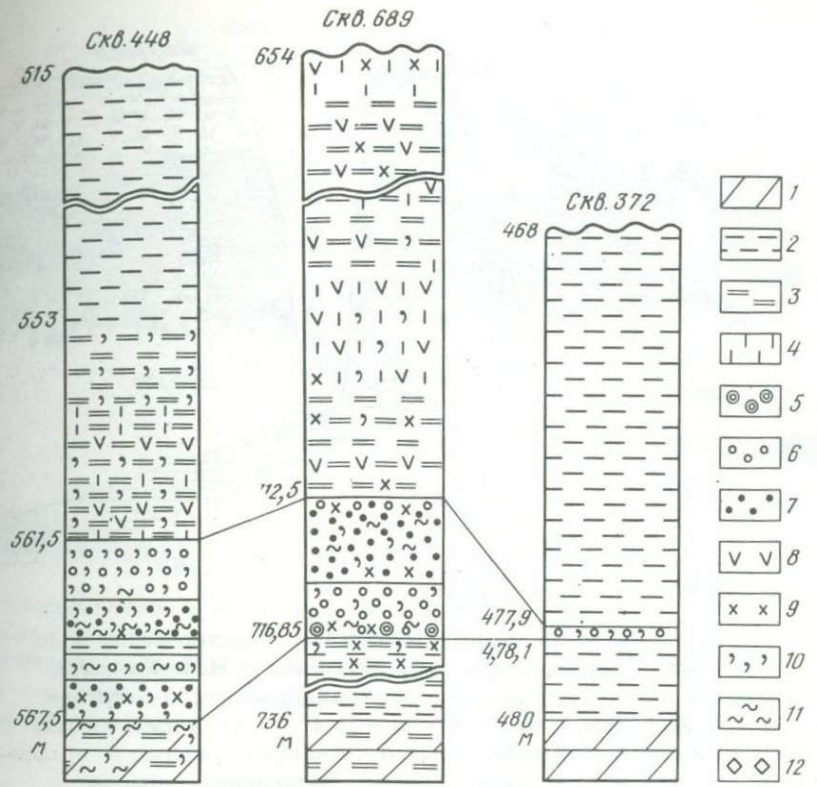


Рис. 5. Литологические разрезы марганценосных отложений Квирильской депрессии

1 – мергели эоцена; *2* – глины майкопской фации; *3* – опоки или опал; *4* – спонголиты; *5* – железомарганцевые руды; *6* – карбонатные руды; *7* – смешанные руды; *8* – туфовый материал; *9* – клиноптилолит; *10* – глауконит; *11* – бентонитовые глины или монтмориллонит; *12* – доломит

ризонте пространственно и генетически тесно связаны с марганцевыми минералами.

В Чиатуро-Шкмерской части бассейна рудный слой на западе непосредственно залегает на известняках верхнего мела, которые нередко доломитизированы, окремнены и перекристаллизованы. На востоке подрудные образования представлены слабосцементированными кварц-аркозовыми песчаниками с крупными гальками гравелито Мощность рудного горизонта в широтном направлении (рис. 6) постепенно увеличивается, а количественное содержание аутигенных минералов уменьшается. Примерно так же ведет себя в фосфоритовый горизонт, который выклинивается уже в центральной част Чиатурского бассейна.

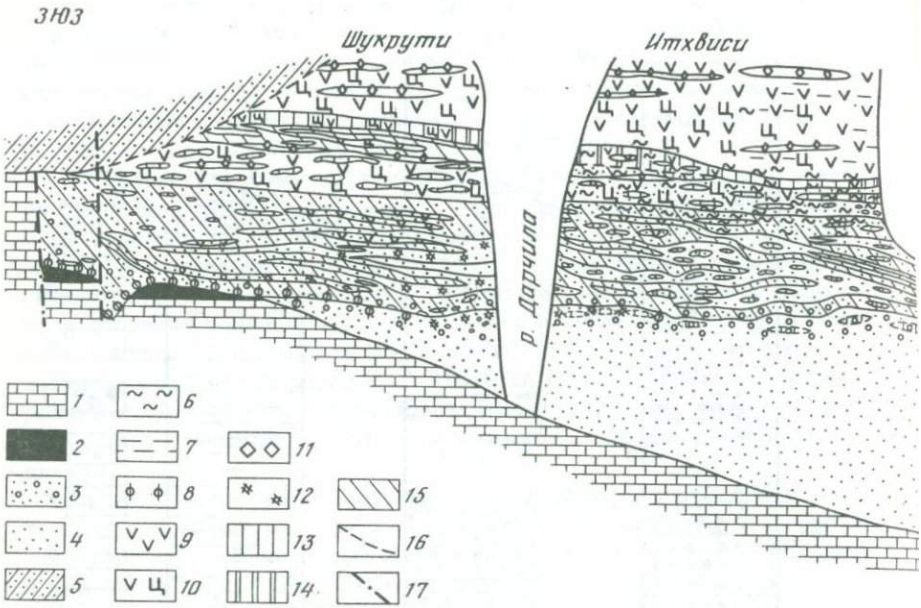
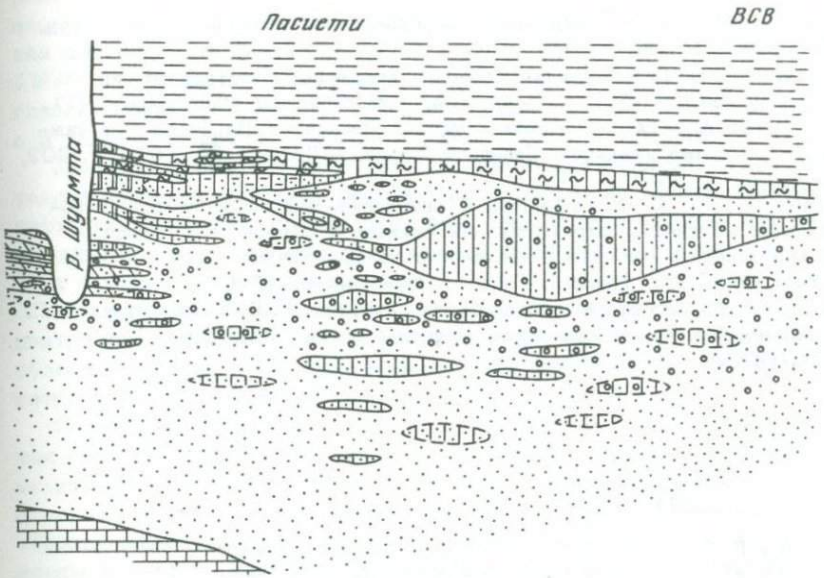


Рис. 6. Литологический разрез Чиатурского месторождения, по Д.В. Табагари с дополнениями Г.А. Мачабели и Н.И. Хамхадзе

Известняки: *1* – меловые, *2* – омарганцованные; *3* – грубозернистые песчаники и пески олигоцена; *4* – песчаники и пески; *5* – пески и слабо сцементированные песчаники чокрака; *6* – алевролиты; *7* – глины; *8* – фосфориты; *9* – опоковидные породы с

Как показано на рис. 6, рудный горизонт с запада на восток постепенно утрачивает компактность и в восточной части Чиатурского месторождения представлен разобщенными линзовидными слоями карбонатных руд. Правда, и в других олигоценовых бассейнах Западной Грузии карбонатные и окисные руды иногда также пространственно разобщены, однако они зачастую формируются одновременно. Такой вывод сделан на основании тесной парагенетической связи магнетита, мангано-кальцита, родохрозита и олигонита. Так, оолиты манганита цементируются карбонатными минералами Mn, а отдельные концентраты оолитов представлены отмеченными минералами Mn, опалом, клиноптилолитом, стронциевым баритом, дернитом и другими образованиями. Все они, а также глауконит (селадонит), пирит и марказит выделялись, по-видимому, в самой начальной стадии диагенеза, тогда как железистый монтмориллонит, частично гетит и гидрогетит – в более поздней стадии.

Заслуживает внимания и тот факт, что наиболее податливые к изменению слюды и плагиоклазы остались совершенно свежими даже в промышленной рудной залежи. С другой стороны, в тех раз-



монтмориллонитом и цеолитом; *10* – цеолитсодержащие породы с опалом и монтмориллонитом; *11* – спонголиты; *12* – песчаники с гидроокислами марганца; марганцевые руды: *13* – карбонатные, *14* – окисленные, *15* – окисные; *16* – условные границы; *17* – сбросы и надвиги

резах олигоцена Западной Грузии, в которых терригенные минералы интенсивно изменены, марганцевая минерализация находится обычно на кларковом уровне.

Изложенные выше материалы позволяют сделать вывод об отсутствии связи марганцевого оруденения с продуктами олигоценовых кор выветривания, а также о тесной пространственной и генетической связи минералов Mn, Fe, Si, Ba, P и других аутигенных образований. Полученные авторами результаты согласуются с мнением, высказанным Г.С. Дзоценидзе [1969] о ювенильном источнике Mn и сопутствующих ему элементов [Икошвили, 1971; Махарадзе, 1972; Мачабели, Хамхадзе, 1979].

Сравнительный анализ результатов комплексного изучения разновозрастных марганцеворудных бассейнов Советского Союза показывает важность исследований такого плана для выработки практических рекомендаций тектоно-магматического, литолого-фациального и стратиграфического характера.

Литература

Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969.

Икошвили Д.В. Литология олигоценовых отложений Чиатурского района: Автореф. дис. ... канд. геол-минерал. наук. Тбилиси: Мецниерба, 1971.

Махарадзе А.И. Об источниках и путях привноса Mn, Ba, Fe и P в нижнеолигоценовые отложения Западной Грузии. – ДАН СССР, 1972, т. 202, № 4.

Мачабели Г.А., Хамхадзе Н.И. О литологических особенностях олигоценовых марганценосных отложений Кавказа и источнике марганца. – В кн.: Вопросы геологии и технологии полезных ископаемых Кавказа: Юбил. сб. КИМС. Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1979.

Страхов Н.М., Штеренберг А.Е., Калиненко В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 185).

УДК 551.35.261

Н.Б. ВАССОЕВИЧ, А.М. АКРАМХОДЖАЕВ, Ю.К. БУРЛИН, Д.И. ДРОБОТ, И.П. ЖАБРЕВ, И.Д. ЗХУС, М.К. КАЛИНКО, А.А. КАРЦЕВ, А.Э. КОНТОРОВИЧ, Н.В. ЛОПАТИН, С.Г. НЕРУЧЕВ, Л.А. ПОЛЬСТЕР, И.Д. ПОЛЯКОВА, Г.Э. ПРОЗОРОВИЧ, С.Г. САРКИСЯН, А.С. ФОМИЧЕВ

НЕФТЕМАТЕРИНСКИЕ ПОРОДЫ

Нефть и углеводородные газы, эти ценнейшие полезные ископаемые, без которых невозможно представить себе современную цивилизацию, пространственно и генетически связаны с осадочной оболочкой Земли. Они в полном смысле слова являются детищем литогенеза и тектогенеза, рождающимся на определенных стадиях развития осадочных (осадочно-породных) бассейнов. Поэтому столь велико значение литологии для геологических служб нефтяной и газовой промышленности. Необходимость открытия залежей нефти и газа во многом стимулировала развитие петрографии осадочных пород, седиментологии, учения о фациях (фациологии), палеогеографии и других дисциплин, образующих в своей совокупности ту полнокровную многогранную науку, которую мы называем литологией.

Ее большие успехи в СССР и неизменное весьма благотворное влияние на развитие осадочной геологии и на поиски, разведку и разработку минерального сырья неоднократно отмечались на всех десяти Всесоюзных литологических форумах. В своих выступлениях на последних совещаниях А.В. Сидоренко и А.Л. Яншин подчеркивали, что литология – наука об осадочных породах и полезных ископаемых осадочного происхождения (следовательно, и о нефти и газах как флюидах осадочно-миграционного генезиса) – получила в нашей стране из геологических дисциплин, пожалуй, наиболее ши-

рокое и глубокое развитие. Развитие это продолжалось во все последующие годы, чему в немалой степени способствовала активная деятельность Комиссии по осадочным породам (с 17 декабря 1974 г. – Междуведомственного литологического комитета), возглавлявшейся до 1970 г. Н.М. Страховым, затем А.В. Сидоренко, а в настоящее время чл.-кор. АН СССР П.П. Тимофеевым.

Знаменательно, что две трети всех литологов в нашей стране работают в организациях, непосредственно или косвенно обслуживающих нефтяную и газовую промышленность. Это обстоятельство как нельзя лучше свидетельствует об огромном значении литологии для этих отраслей народного хозяйства.

К числу важнейших проблем, находящихся в настоящее время в центре внимания нефтяников, занятых поисками новых нефтеносных областей, районов, месторождений и залежей черного золота, относится проблема нефтематеринских (НМ) пород.

Советские ученые явились пионерами изучения как современных, так главным образом ископаемых отложений с целью выявления их нефтематеринских свойств и факторов, определяющих эти свойства. Первые в истории нашей науки специальные исследования, направленные на выяснение природы НМ-отложений, были осуществлены в 1925–1926 гг. А.Д. Архангельским. За свою монографию "Условия образования нефти на Северном Кавказе" [1927] он был удостоен одной из первых премий имени В.И. Ленина. Вслед за А.Д. Архангельским[1] широкие исследования различных седиментитов стали проводить американцы [Trask et al., 1932; Trask, Pathnod, 1942].

В дальнейшем, в послевоенные годы, проблему НМ-отложений стали разрабатывать многие литологи и геохимики-органики как в нашей стране, так и за рубежом, главным образом в США, а также в ФРГ, Франции, Канаде.

Многолетние исследования показали, что органическое вещество (ОВ) является обязательным, обычно малым компонентом многих – и современных и ископаемых – осадков. Кларк $C_{орг}$ составляет 12–15 кг/м^3 породы. Во многих случаях ОВ обладает нефтематеринским потенциалом ($П_{НМ}$). С неибежностью последовал вывод, первоначально пугавший многих своей парадоксальностью, а именно – проблема НМ-отложений не только, а часто даже не столько качественная, сколько количественная. К этому выводу независимо друг от друга пришли как советские ученые, например битуминолог В.А. Успенский, так и американские, например Холис Хедберг – один из авторитетнейших геологов США.

Эти важные выводы перекликались с более ранними предположениями ряда исследователей о широком распространении дисперсной нефти, первично (изначально) рассеянной в осадочных породах.

---

[1] Критический обзор представлений А.Д. Архангельского о НМ-отложениях с позиций современной теории осадочно-миграционного происхождения нефти приведен в статье Н.Б. Вассоевича [1979].

Э. Блюмер в 1922 г. утверждал, что содержание ОВ и связанная с ним нефтеносность являются наиболее общими свойствами осадочных пород [Блюмер, 1929]. Он считал "битумы" глинистых сланцев переходной ступенью к нефти и полагал, что сланцы содержат также и готовую нефть. С этой "сланцевою нефтью" дело обстоит так же, как с золотом в морской воде – она существует в громаднейших количествах, но распределена слишком диффузно...

В 1927 г. В.И. Вернадский имел основания утверждать, что в природе существуют два типа нахождения нефти: "1) скопления в осадочных породах и 2) проникновение углеводородами битуминозных сланцев. Оба должны считаться частями единого явления. Нахождения в сланцах содержат наибольшие массы нефти" [Вернадский, 1927, с. 161]. Во втором издании "Очерков геохимии" В.И. Вернадский к этим словам добавил: "Нельзя объяснить происхождение нефти, оставляя в стороне битуминозные сланцы" [Вернадский, 1934, с. 154].

Именно эту идею развил и популяризовал И.М. Губкин. В "Учении о нефти" И.М. Губкин не раз отмечал, что нефть рождается в диффузном состоянии: "Так как процесс битуминизации совершается во всех точках породы, где были отложены органические вещества, то конечные продукты этого процесса – нефть и газ – оказались в материнской породе в рассеянном или диффузном состоянии" [Губкин, 1932, с. 253-254]. И.М. Губкин подчеркивал, что в диффузно-рассеянном состоянии нефть занимает огромные пространства на земном шаре.

В 1953 г. эта "сланцевая", или "диффузно-рассеянная", нефть была названа микронефтью. Многочисленными исследователями с несомненностью было доказано, что она действительно широко распространена в осадочной оболочке и является в сущности обязательным малым компонентом всех или почти всех седиментитов. Ее характер и содержание[1] меняются в зависимости от фациально-генетического типа исходного ОВ и от той стадии литогенеза (в основном – катагенеза), на которой оно находится.

Неизбежным был парадоксальный, на первый взгляд, вывод, что микронефтематеринскими (мНМ) является большинство осадочных пород. Однако не менее очевидным стало, что далеко не все мНМ-седиментиты могут стать собственно НМ-породами – одни потому, что в них слишком мало содержание НМ ОВ (по мнению А.М. Акрамхождаева, таким минимумом можно считать 0,5% $C_{орг}$), другие

---

[1] Содержание микронефти очень сильно варьирует – в современных осадках ее обычно меньше, иногда на порядок, если не на два, чем в породах, не претерпевших сильного катагенеза. Говорить о среднем содержании микронефти в осадочной оболочке весьма трудно. Если иметь в виду лучше изученный континентальный сектор стратисферы (КСС), то в качестве сугубо условного весьма ориентировочного кларка микронефти можно назвать величину 250–300 г/м^3.

из-за того, что в составе НМ-толщи не было и (или) не возникло коллекторов, третьи потому, что потенциально НМ-породы не смогли реализовать свои возможности, так как не достигали в осадочном бассейне главной зоны нефтеобразования (ГЗН).

Возникает важный понятийно-терминологический вопрос – что же следует понимать под НМ-породой (отложениями, толщей и т.д.)? На этот счет существуют разные мнения. Однако, прежде чем перейти к их критическому обзору, следует во избежание недоразумений уточнить терминологию. Это тем более необходимо, что некоторые из употребляемых дальше терминов, во-первых, еще не получили широкого распространения, а во-вторых, как это было оговорено еще в тезисах [Литология..., 1979, с. 46], не приняты на вооружение рядом авторов данного сообщения.

Углеводородистые соединения (вещества). Среди соединений, изучаемых органической химией, много таких, которые наряду с С и Н содержат некоторое количество других элементов, нередко именуемых, особенно химиками-битуминологами, гетероэлементами. Обычно к числу таких элементов относятся О, S, N. Такого рода химические соединения можно, вслед за Д.И. Менделеевым, называть углеводородистыми[1]. Как разъяснил директор Института русского языка АН СССР чл.-кор. АН СССР Ф.П. Филин, именуемое так соединение, если судить по внутреннему смыслу слова, является в своей основе углеводородным, но не на 100% (тогда бы его надо было именовать углеводородным), а содержит и что-то еще другое.

Наши химики (и геохимики)-нефтяники часто соединения такого рода именуют... неуглеводородами, противопоставляя их углеводородам (УВ). Ряд американских геохимиков-нефтяников (и геологов), наоборот, относят к УВ и нефти и все нафтиды, т.е. пренебрегают присутствием в них гетероэлементов. Обе эти крайности следует отвергнуть. Соединения, в которых по числу атомов преобладают С и Н, следует именовать углеводородистыми.

Попутно стоит отметить, что во многих случаях правильней называть ОВ в современных ископаемых осадках (не претерпевших апокатагенеза, а тем более метагенеза) не углеродистым, а углеводородистым. Не следует забывать, что в ОВ по числу атомов Н нередко больше, чем С. Язык же науки должен быть предельно точным.

Кахины – термин, предложенный Н.Б. Вассоевичем для наименования любых органических соединений – углеводородных, углеводородистых и иных. Этот термин представляет собой акроним, образованный из начальных слогов названий двух основных органогенов – С и Н (*ca*rbon + *hy*drogen + окончание – *n*: *ca* + *hy* + *n* = *cahyn*, или по-русски – кахин). Целесообразность замены ряда терминов,

[1] Д.И. Менделеев вообще считал, что все органические соединения можно именовать углеродистыми или лучше углеводородистыми (подробнее об этом см. [Вассоевич, 1979, с. 4]).

в основе которых лежит слово "органический", вытекает, с одной стороны, из справедливых требований науки о терминологии строгой однозначности каждого термина, а с другой – из-за многозначности (как минимум двузначности) многих терминов, этимология которых связана со словом организм (органический, органогенный и т.п.)[2], из-за появления таких неудачных названий, как "бионеорганическая химия" и т.д. Мотивировка замены "органических" терминов приведена в публикациях Н.Б. Вассоевича и Г.А. Амосова [1967], Н.Б. Вассоевича [1971а, 1971б, 1978 и др].

Кахиты – новое название ОВ. Кахиты можно определить как твердые, жидкие и газовые кахины в их природном состоянии в оболочках Земли: обычно в виде парагенетических смесей, нередко в форме сложных молекулярных группировок, гетерополимеров, гетерополиконденсатов. За рубежом это крайне неудачно именуется керогеном, под которым к тому же понимается... нерастворимая часть ОВ пород (т.е. кахитов). Так как часто не указывается растворитель и(или) условия экстрагирования, то термин "кероген" оказывается неопределенным. В СССР большинство авторов понимают под керогеном все ОВ в целом.

На основе термина "кахиты" созданы другие термины – *седикахиты* (СК), или кахиты в седиментитах, т.е. в современных и ископаемых осадках, *педокахиты* (почвенные кахиты, или гумус в прежнем, широком его понимании почвоведами), *аквакахиты* и т.д.

По мнению части авторов данного сообщения, "седикахиты" – более приемлемый термин, чем "ОВ осадочных образований" или "кероген". Другая часть авторов пока воздерживаются от перехода на новую терминологию. Так, между прочим, было с терминами "микронефть", "битумоиды" и др., принятыми теперь всеми геологами.

Одна из классификаций седикахитов представлена в табл. 1. В составе седикахитов различаются три кахиновых начала, выделяемых по наиболее характерным для них молекулярным структурам – *алиновое, арконовое* и *амикагиновое*. Алиновое характеризуется наличием алифатических и (или) алициклических структур, столь примечательных для альгинитов[3]. Эти молекулярные структуры, наиболее богатые Н, характерны для сапропелевого типа СК.

Среди алинового типа СК – *алинокахитов* ($СК_{ал}$) – выделяются два крайних подтипа (и два промежуточных) – *алфиновый* ($СК_{алф}$) и *алциновый* ($СК_{алц}$). Первый характеризуется алифатическими структурами, наследуемыми от липоидинов и полимерлипоидинов

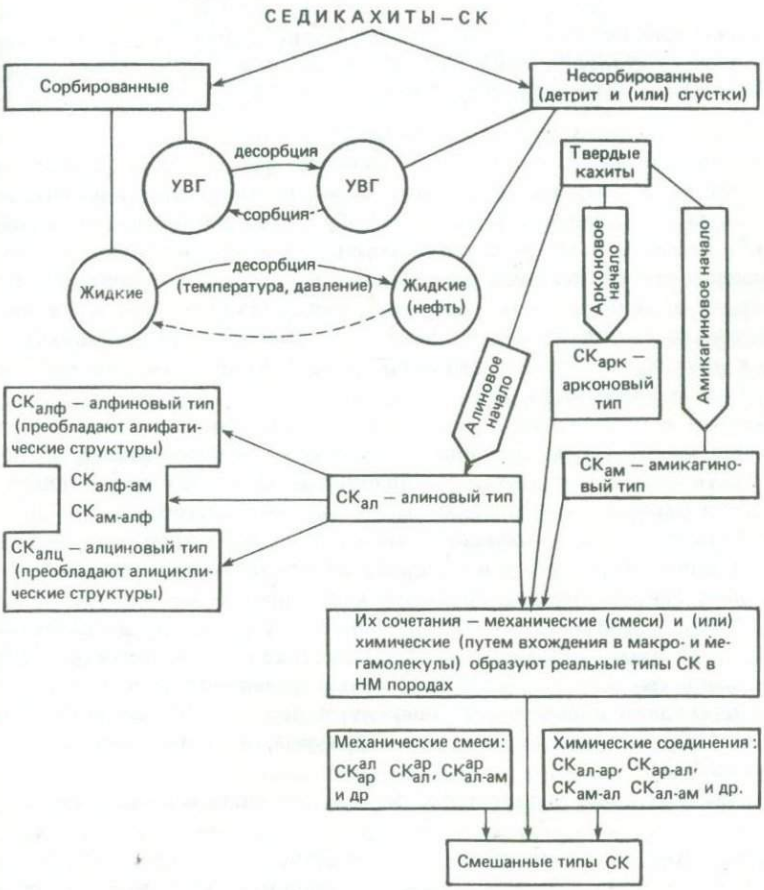
---

[2] *Органический* – это слово понимается по-разному в зависимости от контекста – то в первоначальном, биологическом смысле, то во вторичном, неудачном – химическом смысле, а то и в переносном (когда слово используется для характеристики тесной, "органической" связи).

[3] Весьма удачно, что все термины, исходные для аббревиатуры "алиновое" начинаются слогом *ал*.

Таблица 1

Классификация седикахитов



исходных организмов, для второго примечательны алициклические структуры. Среди смешанных можно различать те, в которых преобладает алфиновое начало ($СК_{алц-алф}$ или сокращенно – $СК_{цф}$), и те, в которых доминирует алциновое ($СК_{алф-алц}$ или $СК_{фц}$). Конечно, возможны случаи, когда оба типа молекулярных структур развиты в равной степени, тогда можно использовать символ $СК_{ф-ц}$.

Арконовое начало – это конденсированные арены (*ар* + *кон*), типичные для гумусового вещества. Седикахиты такого типа – аренокахиты ($СК_{ар}$) – широко распространены в стратисфере.

Амикагиновое начало примечательно высоким содержанием N и гидроароматическими структурами. Оно названо так потому, что представляет собой гетерополиконденсаты, возникшие в результате взаимодействия аминокислот и углеводов (*карбогидратов*) – *ами* +

+ *ка* + *ги* + *н* = *амикагин*. Соответственно седикахиты такого типа – *амикагинокахиты* – обозначаются $СК_{ам}$.

Для сапропелевого типа СК примечательны $СК_{ал-ам}$ или $СК_{ам-ал}$. Амикагиновые кахиты обычны в виде большей или меньшей примеси в составе гумусового типа СК; обозначения в случае вхождения обоих начал в одну молекулу "керогена": $СК_{ар-ам}$ и $СК_{ам-ар}$, в случае же механической смеси – $СК_{ар}^{ам}$ и $СК_{ам}^{ар}$.

Микронефть (мН) – термин, введенный еще в 1953 г., т.е. более четверти века тому назад, взамен более громоздкого и вызывающего ложные ассоциации термина И.М. Губкина "диффузно-рассеянная нефть". Понятие о мН – понятие родовое не столько потому, что в зависимости от исходного фациально-генетического типа СК (ОВ) варьирует и доля мН, и ее состав, сколько потому, что мН весьма существенно изменяется в процессе литогенеза – от *зачаточной, юной* к *зрелой*, а затем к *мигрировавшей* (обычно это уже собственно нефти) и *остаточной*.

Вообще же мН – это в основном фазонеобособившаяся смесь наиболее миграционно-способных кахинов в составе синбитумоидов седиментитов. Это утробная (эмбриональная) стадия образования нефти, ее скрытая эволюционирующая предшественница.

В развитии, или созревании, мН условно выделяют четыре подстадии: зачаточную мН – в осадках, на этапе диагенеза; юную – в породах зон, достигших градаций катагенеза $ПК_1$ – $ПК_2$, обычно также $ПК_3$; зрелую – $МК_1$–$МК_2$, частично $МК_3$ (в случае диатомово-кремнистых пород – начиная с $ПК_3$); остаточную – частично $МК_3$ – $АК^4$. Сходство мН с собственно нефтью усиливается по мере созревания последней и достигает максимума при вступлении НМ-пород в зоны $МК_{1-2}$ с критической температурой, обусловливающей наступление ГФН.

Обособление мН в отдельную фазу – это есть переход мН в нефть.

Нефть. Как ни странно, но в литературе почти нет генетических определений нефти. Спорным является вопрос о том, что же это – горная порода или минерал (минералоид) или что-то такое, что пока еще неоформлено с должной степенью определенности (быть может нефти отнести к полиминералоидам?). Так или иначе, но в настоящее время нефть можно определить как полигенетическую (полигенную) и полистадийную смесь фазообособившихся, жидких в своей массе кахинов, содержащую, особенно в пластовых условиях недр, много растворенных газов, а также твердые кахиты – гидрофобные продукты диа- и катагенетической фоссилизации СК. В основном это УВ и углеводородистые соединения с резко подчиненны-

4 В данном случае, как и во многих других, надо не забывать, что явление богаче закона, что случайность есть форма проявления необходимости, что все зависит от места, времени и условий. Возможны различные вариации, отклонения от среднего, которое легло в основу приведенных данных.

ми количествами атомов O, N, S нередко ничтожными P, V, Ni, Co и других микроэлементов.

Главная фаза (зона) нефтеобразования (ГФН (ГЗН)). Оба эти органически связанные друг с другом понятия относятся к числу важнейших в нефтегазовой геологии. Отдельные ученые подходили к этим понятиям очень близко, например И.М. Губкин. Однако впервые четко понятие о ГФН было сформулировано в 1967 г. и вскоре получило широкий резонанс во многих странах мира под соответствующими названиями (Die Hauptphase der Erdölbildung; principal phase of oil formation; la phase principale de formation du pétrole; Glavne faze stvaranja nafte и т.д.).

Ученые геологи-нефтяники и геохимики очень высоко оценили значение понятия о ГФН (ГЗН). Так, академик А.А. Трофимук, А.Э. Конторович, В.С. Вышемирский [1973, с. 37] подчеркивали, что "положение о главной фазе нефтеобразования... является одним из наиболее крупных достижений в развитии органической теории происхождения нефти".

В.А. Соколов, М.А. Бестужев и Т.В. Тихомолова [1972, с. 233], отмечали, что "выделение главной фазы нефтеобразования имеет важнейшее значение для оценки перспектив нефтегазоносности, которая должна даваться с учетом истории геологического развития тех или иных осадочных бассейнов...".

ГФН – важнейший этап в естественной истории нефти, когда НМ-породы в процессе своего опускания в прогрессивно развивающемся осадочном бассейне (ставшим уже осадочно-породным – ОПБ) достигают критической зоны с повышенными температурой (обычно более 55–65°С, вплоть до 130–170°С) и давлением (обычно более 300 ат). Эти факторы стимулируют развитие двух процессов. С одной стороны, усиливается деструкция СК (путем термолиза несорбированных компонентов и(или) термокатализа сорбированных), обусловливающая битуминизацию полимерлипоидинов и других макро- и мегамолекул, "созревание" мН и образование новых ее порций (в том числе низкомолекулярных жидких УВ), генерацию жирных углеводородных газов (УВГ). С другой стороны, развивается мН, ставшая легкой и мобильной. Оба процесса развиваются в этой зоне – ГЗН (*главной зоне нефтеобразования*)[5] – не вполне синхронно, так как генерация мН → нефти начинается и усиленно развивается раньше, чем ее эмиграция.

Новообразование мН → нефти после своего максимума в главной зоне генерации нефти (ГЗгН) развивается на несколько большей глубине.

Отмечались любопытные случаи, когда из-за отсутствия коллекторов и(или) неспособности НМ-породой приобрести свойства таковых, т.е. отсутствия пористости и проницаемости (например, свита крем-

---

[5] Иногда необоснованно, порой просто машинально эту зону именуют главной зоной нефтегазообразования.

нистых битуминозных сланцев в Калифорнии или битуминозные породы баженовской свиты в Западной Сибири), эмиграция мН → → нефти была затруднена и аккумуляции не происходило. Такие случаи описаны С.Н. Белецкой (майкопская толща в районе Краснодара), Ю.И. Корчагиной и другими исследователями (кумская свита на Кубани), другими авторами в Западной Сибири, а также за рубежом.

Температурный интервал, характеризующий ГФН (ГЗН) варьирует в зависимости от содержания и типа СК (ОВ), особенностей минеральной части НМ-пород, темпов наращивания мощности в ОПБ, от его геотермической истории. Это было очевидно с самого начала, с момента введения самого понятия о главной фазе. Назывались следующие ориентировочные температуры: 80–150°С [Вассоевич, 1967, с. 147], 60–150°С [Вассоевич и др., 1968, с. 57][6], 60–120°С [Вассоевич и др., 1972, с. 14], 110±45°С (т.е. 65–155°С [Вассоевич, 1975]).

В настоящее время особенно ясно, что в каждом конкретном случае условия наступления развития и завершения ГФН, в частности, в отношении глубины ГЗН, температуры и т.д., определяются особенностями состава НМ-свит и всей геолого-геохимической историей данного ОПБ.

Хорошим примером влияния характера НМ формаций на развитие ГФН могут служить развитые на Дальнем Востоке СССР терригенно- и вулканогенно-кремнистые формации, детально изучавшиеся учеными кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ – Ю.К. Бурлиным, О.К. Баженовой, Е.Е. Карнюшиной и А. И. Конюховым. Кайнозойские, в основном неогеновые кремнистые толщи, в составе которых существенную роль играют диатомиты и туфодиатомиты, пользуются широким распространением в Тихоокеанском кайнозойском тектоническом кольце. В Калифорнии, на Тайване с ними генетически связаны нефтяные месторождения. Детальное геолого-геохимическое (битуминологическое) изучение разрезов позволило О.К. Баженовой, Ю.К. Бурлину, Е.Е. Карнюшиной и А.И.Конюхову [1979] установить, что СК (ОВ) в кремнистых осадках, обязанные диатомовым водорослям, относятся к алиновому типу, обладающему высоким $П_{НМ}$. Такие осадки быстро подвергаются постседиментационным преобразованиям. Это связано с неустойчивостью скелета сложенного опалом – уже в диагенезе он легко переходит в другие формы кремнезема. В осадках исчезает органогенная структура. Кремнезем при своем преобразовании выступает как катализатор.

При этих процессах выделяется большое количество связанной воды, способствующей начальной миграции мН. В итоге ГФН в кремнистых НМ-породах развивается в зоне протокатагенеза, на относительно небольших глубинах.

---

[6] Именно этот интервал температур был в дальнейшем принят другими авторами.

В других интервалах глубин, температур и давлений протекает ГФН в случае карбонатных пород, варьируя в зависимости от их типа, характера СК в них и соотношения карбонатных пород с породами другого типа. Эту проблему успешно разрабатывают В.В. Иванов [1979], Т.К. Баженова и др.

При продолжающемся опускании ОПБ и заполнении его новыми порциями осадков НМ-породы нижних горизонтов выходят из ГЗН и вступают в зону с более жесткими термодинамическими условиями. В этой зоне, названной С.Г. Неручевым главной зоной газообразования (ГЗГ), усиливается термокаталитическая деструкция СК. Генерация жидких УВ резко сокращается. На первое место выходят УВГ, сначала жирные (когда из НМ-пород выносится остаточная мН), а затем все более сухие. В ГЗГ осуществляется деструкция запечатанной нефти (в случае закрытой системы). Это приводит к образованию порций УВГ с облегченным изотопным составом С. Длительное время многие нефтяники – геологи и геохимики – стояли на позициях раннего образования нефти, на стадии диагенеза, да еще раннего. Так полагали А.Д. Архангельский, М.С. Бурштар, В.В. Вебер[7], А.М. Габрильян, А.И. Горская, Т.В. Дроздова, Б.П. Жижченко и др., а из американцев – А. Леворсен, П.В. Смит, Л. Уикс, Ф. Уайтмор и др. Так, например, Л. Уикс в 1961 г. утверждал, что имеются якобы многочисленные свидетельства низкотемпературного и очень раннего (вскоре после отложения осадков) образования нефти. С этим ошибочным мнением перекликаются высказывания многих сотрудников ВНИГНИ. Так, например, М.С. Бурштар и А.Д. Бизнигаев [1969, с. 187] писали: "...мы считаем, что процесс нефтеобразования наиболее активно происходит на стадии образования осадков и ранней стадии их диагенеза. Жидкие углеводороды образуются в основном за счет преобразования липидной части органического вещества, а не за счет всего органического вещества, захороненного в осадках. Микронефть и нефть, которые выделяются на небольших глубинах, имеют преимущественно ароматико-нафтеновый состав и большую плотность".

В 1970-е годы под напором все возрастающего числа фактов, не оставляющих сомнений в полистадийности нефтеобразования и генерации основной массы нефти, бензиновой и керосиновой фракций путем термолиза и(или) термокатализа в ГЗН, многие перешли на позиции осадочно-миграционной теории нефтеобразования, включающей учение о стадийности и ГФН. Эта теория стала господствующей во всем мире.

Нефтематеринские породы. После сделанных выше уточнений можно обратиться к понятию о НМ-породах и свитах. Нет единства мнений по вопросу о том, как дожно быть сформулировано определение этого понятия. Очевидно, однако, что если относиться с уважением к родному языку и отдавать себе отчет в важности

---

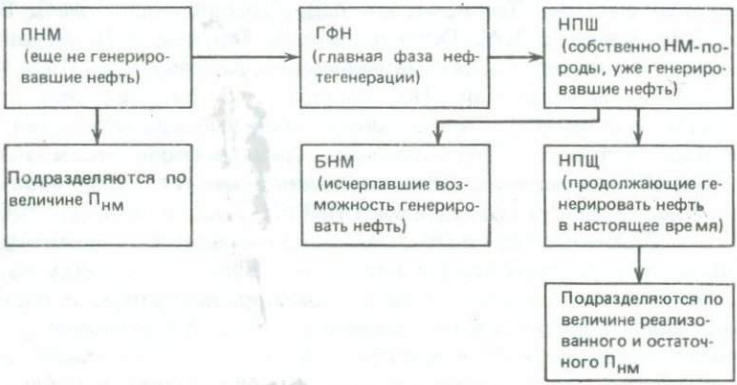
[7] В.В. Вебер и ряд ученых стоят и ныне на позициях диагенеза, расширяя, правда, его границы.

определений понятий, то нельзя называть нефте*материнскими* породы, которые еще не родили, не генерировали нефть, еще не стали действительно материнскими. Такие породы можно именовать *потенциально нефтематеринскими* (ПНМ), но нельзя – нефтепроизводящими (НПЩ). Этот последний термин нельзя употреблять для обозначения отложений, которые в настоящее время уже не генерируют нефти. На это в свое время обратил внимание К.П. Калицкий. Рекомендуется более широкий, менее обязывающий термин – *нефтепроизводившие* (НПШ). Так можно называть и породы, которые уже давно генерировали нефть, и те, которые и в наши дни образуют ее. Наконец, существуют породы, которые полностью исчерпали свой $П_{нм}$ – это бывшие НМ-породы – БНМ.

Схематически это можно представить в следующем виде (табл.2):

Таблица 2

Классификация нефтематеринских пород



В литературе по вопросу о том, что следует понимать под НМ-породами и соответственно под их $П_{нм}$, существуют два крайних мнения. Одну точку зрения, характеризующуюся очень широким подходом, можно называть сугубо теоретической, так сказать, абстрактно-научной, другую, гораздо более строгую – сугубо практической.

Согласно первой точке зрения, НМ являются все породы (седиментиты), в которых рождаются нефтяные УВ в виде мН. По современным данным, мН присуща почти всем осадочным породам. Следовательно, почти все они являются микронефтематеринскими (мНМ). Вспомним слова И.М. Губкина: "В диффузно-рассеянном состоянии нефть занимает огромные пространства на земном шаре" [1932, с. 380; 1937, с. 430]. Однако собственно НМ (НПШ, НПЩ) можно считать только такие породы, которые дали начало нефти как таковой, т.е. капельно-жидкой, фазообособленной. Для этого требуется эмиграция мН → нефти (первичная, или начальная, миграция) – условие, которое осуществляется далеко не всегда, и поэтому многие мНМ-породы так и остаются ПНМ.

При таком разумении НМ–пород далеко не ко всем к ним можно применить понятие $П_{НМ}$.

Если имеются основания для предположения, что имела место только лишь генерация мН, а *эмиграции ее не было* (т.е. не было условий для образования фазообособленной нефти, так сказать, макронефти), то в таком случае правильней говорить о *микронефтематеринском потенциале* ($П_{МНП}$), понимая под ним то количество мН (в основном УВ от $С_5$ и выше), которое может образоваться в данной породе за все время ее существования, вплоть до выхода из ГЗН и вступления в ГЗГ. Более подробно о потенциалах речь пойдет ниже.

Согласно другому крайнему мнению, НМ–породами следует считать лишь такие, которые могут обеспечить или уже обеспечили образование *промышленных скоплений нефти*. Близко к этому взгляду подходит определение, правда, не НМ–пород, а НМ–отложений (опубликованное четверть века тому назад) как "толщи пород, содержащих нефтематеринские породы в таком развитии, которое может обеспечить образование промышленного количества нефти" [Вассоевич, 1955, с. 324][8].

Такое понимание распространено среди американских нефтяников. Оно, безусловно, имеет под собой почву. Геологам–разведчикам важно располагать возможно более полными сведениями о подлинных, или реальных НМ–отложениях ("echte Muttergesteine", как говорят немцы), таких, которые способны обеспечить скопления нефти. Это возможно при сочетании двух категорий благоприятных геохимических и геологических факторов: 1) достаточно высокого $П_{НМ}$ и способности НМ–пород его реализовать и 2) благоприятных условий для реализации этого $П_{НМ}$ в ГЗН и аккумуляции образующейся нефти в надежных ловушках.

В аспекте данного сообщения первостепенное значение имеет $П_{НМ}$. И не случайно, что это понятие находится в центре внимания многих советских и зарубежных нефтяников–литологов и геохимиков, стремящихся выработать надежные критерии для количественной оценки $П_{НМ}$ пород.

Нефтематеринские потенциалы. Это важное и емкое понятие в последнее время все чаще дифференцируется. По предложению С.Г.Неручева, различают потенциал НМ–породы, или $П^{пор}_{нм}$, и потенциал НМ СК (ОВ), или $П^{ск}_{нм}$. На определенном этапе исследований их важно рассматривать раздельно хотя бы потому, что $П^{ск}_{нм}$ может быть очень высоким, но из–за малого содержания СК в породе $П^{пор}_{нм}$ будет очень низким.

По степени полноты $П_{НМ}$ в смысле степени его нереализованности (или, наоборот, реализованности) Н.Б. Вассоевичем, Н.В. Ло-

---

[8] Упоминание о "промышленных количествах" без оговорок было ошибкой. Понятие это весьма конъюнктурное, и его лучше избегать или же использовать оговорку: "В количестве, представляющем или могущем в будущем представить промышленный интерес".

патиным, О.И.Ноговицыной [Вассоевич, 1979, с. 20] предложено различать три категории.

I. *Полный* или *исходный* (*начальный*) – пол. $П_{нач}$ – все то количество мН → нефти, которое данные СК ($П^{ск}_{нм}$) или данная порода, содержащая их ($П^{пор}_{нм}$), может генерировать за весь период своего развития в опускающемся ОПБ вплоть до апокатагенеза (АК).

II. *Остаточный* – ост.$П_{нм}$. Это то количество мН → нефти, которое порода (свита) может еще генерировать сверх того, что уже образовалось к данному этапу. Рекомендуется указывать, после какой градации катагенеза остался данный потенциал.

III. *Промежуточный* (между теми или иными градациями катагенеза) – $П_{нм}$. Например, (н $МК_1$ – к $МК_2$) $П_{нм}$, т.е. от начала $МК_1$ до конца $МК_2$ $П_{нм}$ составляет такое-то количество килограммов (или тонн) на кубический метр и т.п. Или – ($МК_2$) $П_{нм}$ – то же, но за время прохождения подзоны катагенеза $МК_2$. Конечно, в каждом конкретном случае приходится сочетать все эти разновидности $П_{нм}$, характеризуя их с различных точек зрения в необходимом для исследователя аспекте.

Существуют две основные категории способов оценки $П_{нм}$. Первая группа основана на детальном геохимическом ("битуминологическом") возможно более комплексном исследовании СК и его компонентов в НМ-породах.

Идеальный случай – это когда литолог-геохимик располагает хорошо подобранной коллекцией керна из нескольких скважин, коллекцией, в которой представлены пробы НМ-пород разной степени катагенетического изменения, разных градаций – $ПК_{1-3}$, $МК_{1-3}$, т.е. породы, как еще не испытавшие ГФН в ГЗН, так и прошедшие через эту зону. Это позволяет ему проследить изменение по разрезу (т.е. во времени) содержания битумоидов (хлороформенного – ХБ, дополнительного спиртобензольного – ДСББ) и, конечно, УВ и смол в их составе, изменение элементного состава дебитуминированного СК и т.д. Такого рода историко-генетические геохимические исследования успешно осуществляются начиная с 1960 г. в СССР во ВНИГРИ (С.Г. Неручев и др.), в СНИИГГИМСе (А.Э. Конторович и др.), и во Франции (Тиссо и др.).

В других случаях исследователям приходилось мириться с наличием малого числа проб НМ пород, да к тому же относящихся к одной и той же градации катагенеза.

Имеет смысл упомянуть об одном предложенном недавно довольно простом коэффициенте, позволяющем ориентировочно, скорее качественно, чем количественно, судить о $П_{нм}$ пород. Это коэффициент F_1, взятый на вооружение во ВНИГРИ (В.В. Иванцовой, С.Г. Неручевым, Т.К. Баженовой, Л.С. Белецкой и др.), в ИГиРНИГМ (А.М. Акрамходжаевым), МГУ, ВНИИЯГГ (Н.В. Лопатиным и др.):

$$F_1 = \frac{H - 2\Sigma(O + N + S)}{C}, \text{ в ат. \%}.$$

И.Е. Лейфман [Лейфман, Вассоевич, 1979], а затем Н.В. Лопатин и С.Г. Неручев на большом фактическом материале показали, что СК, для которых $F_1 > 0,6–0,7$, безусловно, обладают $П_{НМ}$. Альгиниты с очень высоким $П_{НМ}$ характеризуются (на градациях ПК3–МК1) $F_1 = 1,4–1,6$. По мере истощения НМ–породы в ГЗН величина этого коэффициента снижается.

Сущность второй группы методов оценки $П_{НМ}$ – моделирование катагенеза в лабораториях. И на этом фронте за последние 15 лет достигнуты большие успехи советскими исследователями, главным образом во ВНИГРИ [Глебовская и др., 1976; Хотынцева, Богомолов и др., 1974; и др.], во ВНИГНИ (В.Л. Соколов, О.А. Арефьев и др.), а также зарубежными, главным образом во Франции и США.

Иногда существенную помощь в ориентировочной оценке $П_{НМ}$ оказывают углепетрографические методы. Вообще же наилучшие результаты обеспечивает комплекс методов.

Важным моментом при изучении НМ–отложений является выяснение степени реализованности $П_{НМ}$ и геолого-геохимических условий, при которых могла осуществляться ГФН. Успешные результаты такого рода исследований немыслимы без системного подхода на историко–генетической основе. Системный подход требует выделения целостных, в той или иной степени обособленных (автономных) систем – упорядоченных множеств элементов, каждый из которых представляет подсистему или систему более низкого ранга. В свою очередь система, выбранная в качестве исходной, является элементом системы более высокого ранга. Иными словами, устанавливается естественная иерархия систем – объектов разного уровня организации [Вассоевич, Меннер, 1978].

За исходный уровень, за исходную систему, с которой естественно начинать изучение, следует принять *слой НМ-породы*. В этой системе, представляющей собой своего рода кахито–минеральный ценоз (кахитолитоценоз), выделяются три подсистемы – *минеральная, кахитовая* (ОВ) и *кахито-минеральная* (органогенно–минеральная). Они достаточно автономны и изменяются в процессе катагенеза по своим законам. Свободные кахиты (детрит, сгустки) претерпевают термолиз, сорбированное кахитовое вещество – термокатализ. Минеральные компоненты изменяются более медленными темпами, в первую очередь глинистые минералы. Все три подсистемы взаимодействуют, образуя свою единую систему.

До сих пор при изучении НМ–пород основное внимание уделялось кахитам, и это понятно – они являются источником нефти и УВГ. Однако минеральная подсистема НМ–породы (включая и воду), нередко составляющая 95–99% общего объема пласта, также участвует в процессе нефтегазообразования. Роль минеральной части достаточно велика на всех этапах литогенеза. На *диагенезе* СК сказывается наличие сульфатов, карбонатов, окислов Fe, тонких пелитов, сорбирующих некоторую часть СК и тем самым предохраняющих ее от бактерий. Велика роль минеральной составляющей НМ–породы в развитии *катагенеза*, особенно на первых его подста-

диях. Во-первых, алюмосиликаты и ряд минералов другого состава являются катализаторами и влияют на состав образующейся мН. Во-вторых, дегидратация разбухающих глин (в первую очередь монтмориллонита, выделяющего около 20 вес.% воды, а также некоторых смешанослойных минералов), усиливающаяся при вступлении НМ-породы в зону с температурой более 80°С, когда обычно уже протекает ГФН, обеспечивает эмиграцию мН вместе с активной возрожденной водой. В этой же зоне сильно уменьшается сорбционная емкость глинистых пород и СК, что, так же как и перекристаллизация карбонатного материала, способствует эмиграции нефти.

Растрескивание, возникновение сети трещин при вхождении "битуминозных" кремнистых аргиллитов, силицитов и некоторых карбонатных НМ-пород в подзоны мезокатагенеза превращает их в коллекторы.

Некоторые НМ-глинистые породы, например, типа майкопских (северо-восточный Кавказ) обладают в условиях прото- и начала мезокатагенеза пластичностью. В них развивается АВПД, и они служат прекрасными флюидоупорами.

В общем минеральная подсистема НМ-породы влияет на генерацию УВ, на их эмиграцию, а нередко и на их аккумуляцию.

Слой НМ-породы является элементом подсистем более высокого ранга – пачек пород, или литом [Вассоевич, Меннер, 1978], среди которых иногда удается выделить циклически построенные, например, циклотемы и их сочетания – полициклотемы.

От соотношения слоев собственно НМ-пород и пород другого типа, особенно тех, которые обладают коллекторскими свойствами, во многом зависит возможность реализации НМ-породами своего потенциала. Следовательно, НМ-слои надо изучать не только сами по себе, но и в их соотношении с окружающими породами, исследовать, так сказать, экологию НМ-пород.

В настоящее время наблюдается экологизация наук, диктуемая во многом заботой об окружающей среде. Вместе с тем расширилось и само понятие об *экологии*. Оно вышло за пределы биологического цикла наук. По-видимому, начало этому положил В.Р. Волобуев, автор книги "Экология почв". Содержанием этой науки (педэкологии) он считал "изучение закономерных соотношений между почвой и средой ее формирования в их взаимодействии и развитии" [Волобуев, 1963, с. 5]. Почвы – типичные биокосные системы, чего нельзя сказать о минералах.

Сущность и значение экологического направления в минералогии освещены в статье Н.П. Юшкина и А.Г. Жабина. Главной задачей экологического направления авторы считают [Юшкин, Жабин, 1978, с. 507] "изучение условий образования и существования минералов, исследование всех взаимосвязей между минералом и минералогической средой" (термин явно неудачный).

Вероятно, скорее будет польза, чем вред, если ввести понятие об экологии НМ-породы. Во всяком случае, это побудит исследователей подходить к оценке $П_{НМ}$ более широко, более комплексно

с учетом различных аспектов проблемы, а не только с точки зрения содержания в породе СК (ОВ) и степени его "сапропелевости". Экологический подход будет стимулировать более полный учет так называемых внешних (по отношению к НМ-породе) факторов.

К экологическим проблемам для НМ-пород относится соотношение в свите НМ-пород и пород-коллекторов - вопрос, представляющий большой научный и практический интерес. В самой общей форме как вопрос о наиболее выгодных с нефтегеологической точки зрения соотношениях глин и песков (песчаников) эта проблема ставилась еще в начале нашего столетия. Эмпирически было установлено, что крайние случаи, когда резко преобладали глины или, наоборот, пески, неблагоприятны. По данным Янгквиста, Диккея и Рона, отношение (коэффициент) "песок - глина" является наилучшим в пределах 2:1 и 1:3.

Интересное исследование было осуществлено Л.А. Польстер. Она статистически обработала данные, относящиеся к мощности нефтегазоносных пластов в чокракско-караганских и нижнемеловых отложениях Центрального и Восточного Предкавказья. По ее данным, более всего благоприятна песчанистость ("полезная песчанистость" - это суммарная мощность песков и(или) песчаников, могущих быть коллекторами, выраженная в процентах к общей мощности свиты) отложений в пределах 10-40%. Если перейти к американскому "Ratio" песок/глина, то вывод Л.А. Польстер можно выразить следующим образом: оптимальны пределы отношения 2/3 - 1/9.

К сказанному можно еще добавить, что, по данным ряда исследователей, в ГЗН доля эмигрирующей из мощного пласта (пачки) НМ-глин мН находится в явной зависимости от расстояния данного слоя в НМ-пласте до границы с ближайшим коллектором.

В качестве показателя эмиграции мН из глинистых НМ-пород использовалось изменение степени "покисления" (термин С.Г. Неручева) остáточных битумоидов с удалением от коллектора. Разные исследователи устанавливают различные расстояния от коллектора до того слоя в мощной пачке НМ-глин, где коэффициент эмиграции УВ приближается к нулю. Так, для тюменской свиты Западной Сибири это расстояние было определено в 50 м [Трофимук, Конторович, 1965], для глинистых пластов живетского яруса Волго-Уральской области - 15 м [Неручев, 1969], для глинистой толщи верхнего девона Восточной Сахары - 10 м (Тиссо и Эспиталье).

Следующей по рангу за НМ-слоем надо считать *НМ-свиту*[9]. Она вовсе не обязательно должна состоять только из НМ-пород; они могут в ней располагаться пачками, пластами, как, например, во флишевой фации кумской свиты (верхний эоцен Кубани). Еще рангом выше можно поставить *структурно-формационный этаж* (СФЭ),

[9] *Свита* (пример литомы) в нашем понимании отвечает *формациям* геологов США и ряда других стран.

состоящий из ряда свит. Можно, однако, считать СФЭ подсистемой, а системой считать *ОПБ*.

Особо надо остановиться на понятии "*литолого-стратиграфический комплекс*" (ЛСК). К этому названию иногда добавляют еще эпитет "оценочный", поскольку выделение этого комплекса производится для качественной и количественной оценки нефтегазоносности. Впервые понятие о ЛСК было употреблено И.О. Бродом, Л.А. Польстер и другими геологами. Согласно определению Л.А. Польстер [Польстер, Макарова, 1959], под литолого-стратиграфическим оценочным комплексом понимается осадочная толща, характеризующаяся: 1) однотипным набором пород и способов их сочетания и соответственно однотипным соотношением НМ-пород, коллекторов и флюидоупоров; 2) общностью геохимических и гидрогеологических особенностей. Возрастные границы ЛСК могут скользить. Каждый ЛСК обычно достаточно резко отделяется от смежных.

Примером ЛСК, установленного Л.А. Польстер в Восточном Предкавказье, может служить мощный карбонатный комплекс, охватывающий верхний мел, палеоцен и эоцен. Однако местами приходится палеоцен-эоценовые отложения, там, где они литологически сильно изменились, выделять в самостоятельный карбонатно-терригенный ЛСК. Выше залегает олигоцен-миоценовый ЛСК, включающий майкопскую свиту и хадумский горизонт.

Для получения наиболее полной информации и наиболее правильных представлений о НМ-отложениях необходимо ретроспективное рассмотрение *всей истории ОПБ* (элементом которого является НМ-свита) и использование комплексного *историко-генетического геолого-геохимического* метода, максимально плодотворного при *системном подходе*.

Соблюдение этих положений обеспечит получение необходимых геологам-разведчикам сведений для открытия с минимальной затратой средств новых месторождений нефти.

Литература

Архангельский А.Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.; Л.: ОНТИ, 1927.

Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Карнюшина Е.Е., Конюхов А.И. Особенности нефтеобразования в кремнистых породах. – В кн.: Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. М.: Наука, 1979.

Блюмер Э. Нефтяные месторождения: Основы геологии. М.; Л.: Нефт. хоз-во, 1929.

Бурштар М.С., Бизнигаев А.Д. Условия скопления углеводородов. – В кн.: Стратиграфия, тектоника, нефтегазоносность Северного Кавказа и Крыма. М., 1969. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 71).

Вассоевич Н.Б. Стадия развития нефтематеринских отложений терригенного типа. – В кн.: Происхождение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1955.

Вассоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти: (Ист. обзор и соврем. состояние). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11.

Вассоевич Н.Б. Источник нефти – биогенное углеродистое вещество. – Природа, 1971а, № 3.

Вассоевич Н.Б. О некоторых терминах, связанных с изучением органического вещества осадков и осадочных пород. – В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1971б.

Вассоевич Н.Б. Происхождение нефти. – Вестн. МГУ. Геология, 1975, № 5.

Вассоевич Н.Б. Предисловие. – В кн.: Методы оценки нефте– и газоматеринского потенциала медиментитов: Тез. докл. семинара. М.: Изд–во МГУ, 1978, с. 4–23.

Вассоевич Н.Б. Первые комплексные исследования условий образования нефти. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 12.

Вассоевич Н.Б., Амосов Г.А. Геологические и геохимические улики образования нефти за счет живого вещества. – В кн.: Генезис нефти и газа. М.: Недра, 1967.

Вассоевич Н.Б., Геодекян А.А., Зорькин Л.М. и др. Нефтегазоносные осадочные бассейны. – В кн.: XXIV сессия МГК: Докл. сов. геол. Проблема 5. Горючие ископаемые. Проблемы геологии и геохимии нафтидов. М.: Наука, 1972.

Вассоевич Н.Б., Геодекян А.А., Соколов В.А. Основные задачи генетической оценки перспектив нефтегазоносности. – В.кн.: Генезис нефти и газа. Наука. М., 1968.

Вассоевич Н.Б., Меннер В.В. Системные уровни организации сообществ осадочных пород. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 11.

Вернадский В.И. Очерки геохимии. М.; Л.: Госиздат, 1927.

Вернадский В.И. Очерки геохимии. М.; Л.: ГОНТИ, 1934.

Волобуев В.Р. Экология почв. Баку: Изд–во АН АзССР, 1963.

Глебовская Е.А., Мельцанская Т.Н., Леглер Л.А. и др. Ступени катагенетического превращения органического вещества. – В кн.: Исследования органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1976.

Губкин И.М. Учение о нефти. М.; Л.: Гос. науч.–техн. нефт. изд–во, 1932.

Губкин И.М. Учение о нефти. 2–е. изд. М.; Л.: ГОНТИ, 1937.

Иванов В.В. Сравнительный анализ процессов нефтеобразования в глинистых и карбонатных породах. – В кн.: Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. М.: Наука, 1979.

Лейфман И.Е., Вассоевич Н.Б. Об оценке нефтематеринского потенциала органического вещества по данным элементного состава. – В кн.: Методы оценки нефте– и газоматеринского потенциала седиментитов: Тез. докл. к семинару. М.: Изд–во МГУ, 1979.

Литология на новом этапе развития геологических знаний: Тез. докл. Всесоюз. литол. совещ. М.: ГИН АН СССР, 1979.

Неручев С.Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Л.: Недра, 1969.

Польстер Л.А., Макарова Л.А. Новые данные о геологическом развитии Куба–Дат–Большебалханского сооружения в мезозойское время (в связи с перспективами нефтегазоносности). – Новости нефт. техн., 1959, № 11.

Трофимук А.А., Конторович А.Э. Некоторые вопросы теории органического происхождения нефти и проблема диагностики нефтепроизводящих толщ. – Геол. и геофиз., 1965, № 2.

Трофимук А.А., Конторович А.Э., Вышемирский В.С. Успехи органической теории происхождения нефти. – В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Наука, 1973.

Хотынцева Л.И., Богомолов А.И., Парпарова Г.М. и др. Моделирование процессов катагенетического преобразования нерастворимой фракции

сапропелевого органического вещества. – В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Наука, 1974.
Юшкин Н.П., Жабин А.Г. Перспективные направления генетической минералогии. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1978, ч. СУП, вып. 5.
Trask P.D., Hammar H.E., Wu C.C. Origin and environment of source sediments of petroleum. Houston: Gulf Pablishing, 1932.
Trask P.D., Pathnod H.W. Source Beds of Petroleum. Tulsa: Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1942.

УДК 553.06:553.641

А.С. СОКОЛОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕРЫ И ЕЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С СЕРНИСТЫМИ УГЛЕВОДОРОДАМИ

Сера имеет весьма широкое распространение и, обладая высокой химической активностью, участвует в разнообразных геолого-геохимических процессах, многие их которых приводят к ее выделению в самородном виде, обусловливая широкое разнообразие генетических типов проявлений самородной S [Соколов, 1972]. Так, известны ее остаточные образования, встречается она в осадках озер, в отложениях минеральных источников; весьма многообразны проявления вулканогенной S – в виде сублимационных импрегнаций и крустификаций, кратерно-озерные, известны даже залежи застывшей излившейся S [Вулканические ..., 1971].

Одним из наиболее распространенных генетических типов проявлений самородной S являются ее выделения при окислении сероводорода. Всюду, где содержащийся в газовых струях или растворенный в водах сероводород попадает в окислительные условия, из него образуются пленки, примазки, прожилки S. Процесс этот наблюдается весьма широко, геохимически он чрезвычайно прост и очевиден, легко воспроизводится экспериментально, и все это, к сожалению, нередко дезориентирует некоторых исследователей, которые пытаются объяснить окислением сероводорода образование также и весьма крупных накоплений самородной S, образующих ее промышленные месторождения.

Вместе с тем достаточно хорошо выяснено, что все перечисленные генетические типы проявлений S, включая и окисление сероводорода, не образуют, а исходя из геолого-геохимической их природы, и не могут образовать сколько-нибудь значительных ее накоплений, отвечающих сегодняшним требованиям промышленности.

Исследованиями последнего периода надежно установлено, что все без исключения наиболее крупные экзогенные месторождения

самородной S, как нашей страны, так и зарубежные, относятся только к одному генетическому типу – к типу инфильтрационно-метасоматических месторождений [Полкунов и др., 1968; Саксеев, Суль, 1974; Соколов, 1974]. Образование их происходит там, где сульфатные или чаще карбонатно-сульфатные породы благодаря определенным структурно-тектоническим условиям оказываются на пути инфильтрации с глубины углеводородов. Последние при соответствующих геохимических условиях вступают в реакционное взаимодействие с сульфатными породами и метасоматически преобразуют их в сероносные известняки – серные руды.

Убедительным доказательством этого метасоматоза являются отчетливо сохраняющиеся текстуры первичных сульфатов, выполненные заместившим их сернокальцитовым образованием. Так, например на некоторых крупных польских месторождениях сульфаты представлены саблевидным гипсом с размерами кристаллов до 1 м, и эта саблевидная такстура отчетливо сохранилась в серной руде при сернокальцитовом замещении гипса.

То, что С кальцита сероносных известняков происходит из воздействовавших на сульфаты углеводородов, однозначно подтверждается идентичностью изотопного состава С серных руд и продуцировавших их нефти или горючих газов. Этот изотопный состав С сероносных известняков – отношение C^{12}/C^{13} – настолько отличен от изотопного состава С седиментационных и вообще осадочных карбонатов, что инфильтрационно-метасоматическое образование известняков, содержащих S, как продукта воздействия углеводородов на сульфаты, не вызывает сомнений.

И хотя М.В.Иванов отметил случаи образования диагенетических карбонатов с облегченным С, тем не менее сотни, теперь даже тысячи изотопных анализов С самых разнообразных хемо- и биогенных, седиментационных и диагенетических морских осадочных карбонатов устойчиво, без каких-либо отклонений фиксируют положительное значение δC^{13}. Только в метасоматических известняках кепроков и серных месторождений эта величина всегда резко иная, отрицательная, точно повторяющая изотопный состав углеводородов. Следует еще добавить, что в последние годы эта особенность уже не только используется для выяснения генезиса, но и взята на вооружение в прикладной геологии в качестве изотопного поискового критерия.

Есть еще очень простое, но убедительное доказательство происхождения самородной S промышленных месторождений из сульфатных пород. Хотя в отдельных образцах и пробах серных руд количество S изменчиво, однако когда вычисляется среднее ее содержание, валовое по месторождению, что всегда делается при подсчете запасов, то устанавливается его удивительное постоянство на уровне 21-25%. Именно этими значениями характеризуется среднее содержание S на месторождениях Предкарпатья (советских и польских), в Сицилии и на Гаурдаке, на солянокупольных месторождениях США и Мексики, на крупнейшем в мире месторождении Ми-

шрак в Ираке. И как раз такое же содержание серы отмечается в гипсах и ангидритах, за счет которых образовались серные руды всех перечисленных и других крупных месторождений.

Кроме экзогенного инфильтрационно-метасоматического типа, есть еще вулканогенный гидротермально-метасоматический тип месторождений самородной S, также образующий промышленные залежи, хотя гораздо менее значительные.

Главные закономерности строения и размещения инфильтрационно-метасоматических месторождений S изложены ниже [Соколов, 1959].

Первая и, пожалуй, самая важная закономерность – литологическая – заключается в приуроченности залежей S к карбонатно-сульфатным комплексам галогенных формаций. Эта общая закономерность на конкретных месторождениях проработана очень подробно и по составу пород, и по фациям. Не менее важными представляются структурно-тектонические закономерности – приуроченность сероносных бассейнов к зонам сочленения поднятий и прогибов, размещение серорудных полей и месторождений в антиклинальных, купольных и других положительных структурах; связь серных залежей с разрывными нарушениями, зонами дробления, трещиноватости и вообще с участками, тектонически ослабленными как дизъюнктивными, так и пликативными дислокациями.

Следует заметить, что эти тектонические особенности, установленные на всех без исключения месторождениях S и фиксирующие постоянную и теснейшую связь серных залежей со структурами, возникшими в породах значительно позднее их первичного образования, окончательно перечеркнули пользовавшуюся ранее популярностью гипотезу осадочного, сингенетического образования месторождений S. Производственные геологические организации при проведении поисковых и разведочных работ давно уже не применяют эту гипотезу.

Следует еще указать на закономерную связь зон серообразования со структурами, покрышки которых разрушены или, точнее, ослаблены. Возрастание мощности и непроницаемости покрышек ведет к затуханию накоплений S, а значительный размыв покрышек – к разрушению залежей.

Одной из основных закономерностей размещения и образования месторождений S является постоянная пространственная и генетическая их связь с углеводородами [Зелизна, 1966]. Прослеживается преимущественное тяготение их к серосодержащим углеводородам – сернистым нефтям, сероводородсодержащим горючим газам. На самих серных месторождениях также широко распространены и постоянно встречаются сернистые, высокосмолистые тяжелые нефти и битумы, являющиеся продуктами вторичных преобразований, в значительной мере парагенными S.

Залежи сернистых горючих газов размещаются преимущественно на больших глубинах. За последние 10–15 лет они приобрели значение одного из главных источников получения S. Сегодня мировая продукция газовой S уже превысила добычу самородной S.

Генезис сероводорода в сернистых горючих газах изучен еще весьма недостаточно и поэтому трактуется по-разному, нередко противоречиво. Одни считают, что он образовался за счет разложения сероорганических соединений нефтей и битумов [Анисимов, 1976]. Другие рассматривают сероводород как продукт биогенного [Нарижная, 1967], а третьи - как абиогенного [Амурский и др., 1977] окисления углеводородов сульфатами. Высказана также точка зрения о том, что сероводородсодержащие горючие газы являются продуктом воздействия углеводородов на захороненные залежи самородной серы [Валитов, 1974].

Эти разногласия, обусловленные недостаточной изученностью, будут существовать и дальше, но уже сегодня вырисовываются объективные закономерности размещения залежей сернистых горючих газов, причем некоторым из них подчиняются и месторождения самородной S [Беленицкая, Гуревич, 1978]. Одной из таких закономерностей является приуроченность залежей к зонам глубинных разломов, проявляющихся, например, при сочленении приподнятых и погруженных геоструктурных элементов. Эта закономерность особенно отчетливо прослеживается для месторождений самородной S [Соколов, 1959]. В Предкарпатье, например, несколько десятков советских и польских месторождений S располагаются вдоль протягивающейся на несколько сотен километров тектонической зоны сочленения Предкарпатского краевого прогиба с приподнятой платформой - докембрийской на территории СССР и герцинской к западу от Вислы.

Эта закономерность привела в свое время к открытию Язовского и ряда других месторождений. Но, кроме важного поискового значения, она много дала для познания генезиса месторождений. Региональный Предкарпатский глубинный разлом обеспечил длительный узколокализованный подток все новых и новых порций углеводородов и глубинных рассолов к приповерхностным залежам гипсов и ангидритов, которые под их воздействием превращались в серно-кальцитовые известняковые руды и образовали вдоль разлома огромные их накопления.

Месторождения S и залежи сернистых горючих газов, кроме их общей приуроченности к глубинным разломам, характеризуются приуроченностью к галогенно-сульфатно-карбонатным формациям. Если пересечение этих формаций разломами происходит на глубине, формируются залежи сернистых газов, если ближе к поверхности, в менее восстановительных условиях, образуются залежи S.

Выявленные закономерности объясняют, почему сероносные кепроки соляных куполов всегда венчаются известняками, не содержащими S. Последние образуются в начальную фазу воздымания соляного диапира на больших глубинах в крайне восстановительных условиях, в которых редуцируемая сульфатная S преобразовывалась в наиболее восстановленную ее форму - сероводород, поэтому метасоматические известняки кепрока насыщались здесь не S, а сероводородом. При дальнейшем продвижении штока соли и венчающего его сульфатного кепрока к поверхности восстановительные усло-

вия ослабевали, и здесь из сульфатов образовывались те же известняки, но уже не с сероводородом, а с S. Вот почему сероносные известняки кепроков залегают всегда в самой нижней части карбонатной зоны кепрока, непосредственно над сульфатной зоной, и перекрываются толщей более ранних неосерненных известняков.

Эти закономерности свойственны не только соляным куполам - они могут проявляться всюду, где сульфатно-карбонатные комплексы пересекаются глубинными разломами.

Оптимальные условия для образования и сохранения залежей сероводородсодержащих горючих газов создаются, по-видимому, там, где изолирующая покрышка не глинистая, а соляная. Преимущество солевой покрышки, возможно, заключается в том, что формирование этих залежей протекает длительно, вблизи активных глубинных разломов, которые, однако, не нарушают экранирующую покрышку, так как возникающие в ней разрывы тут же залечиваются высокопластичной солью. Глинистые покрышки этого обеспечить не могут.

Для главного типа месторождений вулканогенной S - гидротермально-метасоматического - также установлен ряд закономерностей их размещения [Вулканические..., 1971]. Они всегда располагаются в областях молодого вулканизма внутренних дуг, где отмечается чередование потоков лав андезитового состава и рыхлых продуктов, что особенно благоприятно для метасоматического серонакопления. Этот тип месторождений связан с вулканами, расположенными вдоль линейных тектонических разломов и характеризующимися длительной газо-гидротермальной деятельностью.

Ко всем этим уже сравнительно давно установленным закономерностям можно добавить еще одну, связанную с тектоникой литосферных плит. Оказывается, далеко не все вулканические области заключают месторождения S. Они неизвестны в таких ярко выраженных вулканических районах, как Исландия, Азорские и Гавайские острова, в зоне Африканских рифтов. В то же время месторождения S многочисленны и нередко значительны там, где, согласно концепции тектоники литосферных плит, плиты океанической коры погружаются под материковую, где на больших глубинах происходит переплавление коры с генерацией известково-щелочной андезитовой магмы, сопровождающейся ее дегазацией и выносом богатых флюидов по тектонически ослабленным зонам.

Именно вдоль этих зон поглощения коры, называемых зонами Беньофа, и локализуются вулканические месторождения S. Главные зоны Беньофа протягиваются вдоль Курильских, Японских, Филиппинских островов, к югу от Индонезии, вдоль Новой Зеландии, от Калифорнии к югу по западному побережью Центральной и Южной Америки. Все эти области богаты месторождениями S, многие из которых эксплуатируются.

Таким образом, можно сформулировать закономерность, что только те вулканические области перспективны для поисков серы, которые протягиваются вдоль зон Беньофа.

Как видно, поиск первоисточника, генерирующего S как экзогенных, так и вулканогенных месторождений, уводит нас на большие глубины. В связи с этим интересно рассмотреть некоторые вопросы общей геохимии S – ее распределение и миграцию не только в зоне гипергенеза, но и в глубинных геосферах Земли. Оказывается, что там S распределена весьма неравномерно. Наибольшие ее концентрации приурочены к самому верхнему осадочному слою внешней геосферы – земной коры. Среднее содержание S в осадочных породах составляет 0,3% – на порядок выше, чем в изверженных породах, которыми образованы два нижних слоя коры – "гранитный" и "базальтовый".

Ниже коры располагается следующая геосфера – мантия. В ее верхних слоях находится вторая зона высоких концентраций S, представленной сульфидами металлов, главным образом Fe. Еще недавно эта зона выделялась даже как самостоятельная первичная геосфера с характерным названием "халькосфера", т.е. серная сфера. Слагающие эту зону сульфиды металлов всегда имеют более низкую плотность, чем соответствующие окислы [Щербина, 1972; Соколов, 1974]. Так, например, халькозин (Cu_2S) имеет плотность 5,5, а окись Cu – куприт – 6, у сфалерита (ZnS) плотность 4,0, а у окисла (ZnO) – цинкита – 5,6, у алабандина (MnS) плотность 4, а у окисла марганца – манганозита – 5,2 и т.д.

В связи с этим в глубинных зонах с высоким давлением сульфиды геохимически неустойчивы. Здесь идет перегруппировка элементов в минералы с более плотной упаковкой, и сульфиды переходят в окислы с высвобождением огромных количеств S.

Самым распространенным из сульфидов является пирит. Он также при высоких температурах неустойчив и переходит в пирротин. Это преобразование FeS_2 в FeS+S также сопровождается выделением больших масс S, вытесняемой к поверхности.

Проявление этого постоянного процесса выделения из глубин огромных количеств S мы реально наблюдаем лишь в областях вулканизма, сопряженных, как уже говорилось, с зонами Беньофа. Когда наблюдаешь, например, одну из грандиознейших в мире сольфатару на вулкане Иджен в Восточной Яве, непрерывно извергающую почти стометровый клуб паров S и воды, или когда смотришь на подобную же, называемую Ревущей, фумаролу на вулкане Эбеко на Парамушире, то невольно задаешься вопросом: откуда же идет этот неистощимый, непрерывный поток S?

Но вулканогенные выделения S – это, вероятно, лишь весьма небольшая часть общего ее выноса из глубины. Другие ее проявления нам еще мало известны. Не лишено вероятности, например, что колоссальные количества сероводорода в виде глубинных залежей сернистых горючих газов также связаны с общим геохимическим процессом выноса серы из глубинных зон Земли. Конечно же, не случайно наиболее значительные залежи этих газов, такие, как в Астраханском своде, располагаются на больших глубинах и отчетливо связаны с региональными глубинными разломами.

Геохимия S – ее распределение и миграция в различных геосферах Земли – еще совсем не изучена, практически ею еще никто специально не занимался. Ее исследования, несомненно, откроют новые геолого-геохимические закономерности размещения и образования S.

Литература

Амурский Г.И., Гончаров Э.С., Жабрев И.П. Происхождение сероводородсодержащих газов нефтегазоносных бассейнов. – Сов. геол., 1977, № 5.

Анисимов Л.А. Геохимия сероводорода и формирование залежей высокосернистых газов. М.: Недра, 1976.

Беленицкая Г.А., Гуревич М.С. Закономерности распространения и критерии прогноза месторождений газовой серы. – Сов. геол., 1978, № 2.

Валитов Н.Б. Роль элементарной серы в образовании глубинного сероводорода в карбонатных коллекторах. – ДАН СССР, 1974, т. 219, № 4.

Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1971.

Зелизна С.Т. К вопросу о зональности распределения углеводородных и серных скоплений в Предкарпатье. – В кн.: Проблема происхождения нефти и газа и образование их промышленных залежей. Киев: Наукова думка, 1966.

Нарижная В.Е. Некоторые закономерности распространения сероводородсодержащих газов. – Геол. нефти и газа, 1967, № 7.

Полкунов В.Ф., Соколов А.С., Трухачева А.Г. Типы и условия образования серных руд Подорожненского месторождения. – Тр. Казан. геол. ин-та, 1968, № 20.

Саксеев Г.Т., Суль М.Ф. Генезис месторождений серы Предкарпатского бассейна и направление поисково-разведочных работ. – В кн.: Генезис месторождений самородной серы и перспективы их поисков. М.: Наука, 1974.

Соколов А.С. Геологические закономерности строения и размещения осадочных месторождений самородной серы. – Тр. ГИГХС, 1959, вып. 5.

Соколов А.С. Генетическая классификация месторождений самородной серы. – В кн.: Геохимия и минералогия серы. М.: Наука, 1972.

Соколов А.С. Геолого-генетические проблемы серы. – В кн.: Генезис месторождений самородной серы и перспективы их поисков. М.: Наука, 1974.

Щербина В.В. Геохимия сульфидной серы. – В кн.: Геохимия и минералогия серы. М.: Наука, 1972.

УДК 552.5:551.73

Е.М. ШМАРИОВИЧ, А.К. ЛИСИЦИН, Е.А. ГОЛОВИН

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕОРИИ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Среди промышленных месторождений U большое значение имеют и, по-видимому, в ближайшее десятилетие будут главенствовать те из них, которые залегают в водопроницаемых осадочных породах – так называемые гидрогенные, песчаниковые, стратиформные, почти согласные месторождения. В капиталистических и развивающихся странах они дают 50% всего добываемого U [Антропов, 1976], известны такие месторождения и в нашей стране. Интерес промышленности к подобным месторождениям вызывается возможностью их отработки прогрессивными геотехнологическими методами, и в первую очередь способом подземного выщелачивания.

Условия формирования рассматриваемых месторождений являются предметом многолетнего обсуждения.

В первое послевоенное десятилетие все месторождения этих руд, не претерпевшие сколько-нибудь значительного метаморфизма, рассматривались как первично-осадочные [Сапожников, 1967]. К середине 50-х годов начинают появляться литолого-геохимические исследования, обосновывающие эпигенетическую природу промышленного оруденения на ряде урановых месторождений. Для этого периода характерно распространение гипотезы "многостадийного" генезиса оруденения, согласно которой первичные убогие накопления U в ходе постседиментационных преобразований обогащаются путем многокаскадного переотложения[1]. В дальнейшем эта концепция развивалась В.И.Данчевым с соавторами [1966].

С начала 60-х годов главенствующее положение занимает гипотеза экзогенного эпигенетического (инфильтрационного) генезиса руд. Она базируется на основополагающих идеях В.И.Вернадского [1929, 1934] о единстве и связи горных пород с пропитывающим их раствором солей и газов и на принадлежности U к гидрогеническим химическим элементам. Эти идеи развивались в работах советских гидрогеологов: Н.К.Игнатовича и его последователей [Смирнов, Щербаков, 1957; Германов и др., 1959; и др.]. Представления об экзогенном эпигенетическом рудообразовании получили убедительное подтверждение, развитие и детализацию в результате выявления на ряде месторождений в известняках [Холодов и др., 1961] и песчаниках [Каширцева, 1963, 1964; Батулин и др., 1965; Воробьев,

---

[1] Эта концепция обычно приписывается Грюнеру [Gruner, 1956], хотя значительно раньше она сформулирована В.И.Поповым [1940].

Грушевой, 1966; Шмариович, 1970] рудоконтролирующей эпигенетической зональности. Аналогичные работы появились и за рубежом, прежде всего в США [Harshmann, 1962; Adler, 1963; и др.].

В конце 50-х-начале 60-х годов оформилось эффективное поисковое значение так называемых зон пластового окисления, выявление областей выклинивания которых позволило быстро с минимальными затратами обнаруживать и разведывать месторождения, не имеющие проявлений на дневной поверхности. С.Г.Батулиным с соавторами [1965] был обобщен материал по вопросам генезиса эпигенетических месторождений U и предложена теория их экзогенного, инфильтрационного образования, а также были определены основные принципы прогнозной оценки территорий на данное оруденение. Однако попытка распространить эту теорию на все стратиформные месторождения U не получила общего признания [Shawe, Granger, 1965; Булатов, Щеточкин, 1970, 1975; и др.].

Наибольшие разногласия определились при объяснении причин локальности оруденения на границах пластово-окисленных пород, интерпретации постседиментационных изменений рудовмещающих пород (сульфидизации, гематитизации, карбонатизации и др.), их зональности и стадийности формирования, взаимоотношений урановой минерализации с окисленными породами, в объяснении специфических случаев морфологии рудных выделений и их контроля трещинной тектоникой, связи уранового оруденения в породах осадочного чехла и фундамента, взаимоотношений стратиформных урановых руд с рудами других полезных ископаемых. Неоднозначность трактовки генезиса месторождений U, залегающих в осадочных породах, вероятно, отражает природное многообразие рудоформирующих процессов.

В настоящее время среди эпигенетических месторождений в осадочных породах обозначились две группы оруденения, отличающиеся совокупностью минералого-геохимических, морфологических и иных признаков: 1 - оруденение, контролирующееся зональностью окисления пород рудоносных горизонтов, для которого инфильтрационный, экзогенный генезис может считаться общепризнанным, и 2 - оруденение спорного генезиса, характеризующееся развитием наложенных восстановительных преобразований пород и включающее в качестве основных типов руды гематит (гетит)-черниево-смолкового и керит-коффинит-смолкового ("уранобитумного") состава.

Эти типы эпигенетических месторождений U в основном были намечены одним из авторов (Е.А.Головиным) еще в начале 60-х годов, что нашло отражение в предложенной С.Г.Батулиным и соавторами [1965] классификации. В настоящее время для некоторых типов используются иные наименования, а отдельным из них дается существенно отличная генетическая трактовка. Особо рассматривается гематит(гетит)-черниево-смолковый тип оруденения, ранее не выделявшийся.

Месторождения первой группы - *окислительной эпигенетической зональности* - изучены относительно полно. Среди них выделяются два типа месторождений: а) грунтового окисления,

формируемых грунтовыми водами (в том числе водами с местным напором) и б) пластового окисления – пластовыми водами, т.е. в водонапорных системах. Минералого-геохимическими особенностями строения рудоконтролирующей зональности эти типы месторождений не отличаются.

Основное практическое значение из-за большой длительности формирования и соответственно значительных масштабов оруденения имеют месторождения пластовой окислительной зональности. Оруденение приурочено к водоносным горизонтам артезианских бассейнов и, как правило, не обнаруживает прямой связи с трещинной тектоникой, в то же время известны случаи совмещения месторождений с зонами разломов фундамента. Рудные залежи имеют в разрезе форму роллов или линзовидных тел (обособленные отрезки крыльев роллов), а в плане – полос, окаймляющих поля распространения пластово-окисленных пород. Руды выдержанные неконтрастные, рядовые или убогие. Основными рудными минералами являются урановые черни или тонкодисперсный коффинит, ассоциирующие с небольшим количеством новообразованных дисульфидов Fe, изредка встречается настуран. Часть U сорбционно связана с углистыми и фосфатными остатками, а также с глинистыми минералами.

В составе рудоконтролирующей пластовой окислительной зональности выделяются зоны: 0) эпигенетически неокисленных сероцветных пород; 1) регенерированных урановых руд; 2) пластово-окисленных пород с подзонами: а) "пробега", т.е. выщелачивания U без окисления железосодержащих минералов, б) частичной лимонитизации, в) неполной лимонитизации, где гидроокислами Fe (гетит-гидрогетит) нацело замещены дисульфиды и карбонаты Fe, но не окислены железосодержащие гидроалюмосиликаты (хлорит, биотит, глауконит и др., г) полной лимонитизации, где все минералы Fe(II) замещены гидроокислами.

Геохимическая интерпретация этой зональности упрощена тем, что на многих месторождениях она формируется в настоящее время. За рудообразование ответственны кислородсодержащие (содержания свободного O_2 – миллиграммы и доли миллиграмма в литре), слабощелочные (pH 7–8,5), слабокарбонатные (сотые и тысячные доли моля/на литр ΣCO_2) инфильтрационные растворы с температурой порядка 25°C, транспортирующие U главным образом в виде уранил-карбонатных анионов [Лисицин, 1962, 1975] из области питания или заимствующие его из вмещающих пород на пути фильтрации

Причиной осаждения U из инфильтрационных вод за областью выклинивания зон пластовой лимонитизации является его восстановление согласно реакции

$$UO_2(CO_3)_n^{2-2n} + xH_2O + (2-0{,}5x)e^- \rightarrow UO_{2+x} + nCO_3^{2-} + 0{,}5xH^+;$$

причем значение x, как правило, находится в пределах 0–0,25 [Лисицин, 1975]. Определяющее влияние окислительно-восстановительных условий указывает на независимость осаждения U из рас-

твора от природы потенциалзадающих компонентов. К веществам, способным создавать необходимое понижение Eh, относятся органические соединения угольного и битумного рядов, водород и сероводород, выделяющиеся в водоносных горизонтах в связи с деятельностью анаэробной микрофлоры или поступающие из нижележащих частей разреза осадочного чехла и фундамента. Следует подчеркнуть, что пирит или марказит восстановителями U при инфильтрационном процессе не являются, так как линия их равновесия с гидроокислами Fe располагается выше линии равновесия уранилкарбонатных комплексов с восстановленной твердой фазой [Лисицин, 1968, 1975; Шмариович, 1976], а сами дисульфиды Fe в зоне рудоосаждения не несут каких-либо признаков окисления.

Из зоны пластового окисления практически полностью выносятся S и органические компоненты (иногда с некоторым переотложением в рудной зоне), а также частично CO_2. При развитии процесса в существенно пиритоносных разностях пород происходит общее обеднение Fe зоны пластового окисления, в других же случаях его содержание по профилю зональности остается стабильным. Урановые минералы образуют порошковатые налеты на обломках терригенных пород, выполняют пустоты, создают фитоморфозы. Единственным постоянным спутником U является Se, накапливающийся в элементарной форме в части профиля, переходной от зоны пластового окисления к рудной, а на некоторых месторождениях, в особенности в угленосных толщах, – Mo, образующий скопления в виде порошковатого иордизита в урановорудной зоне.

Задача прогнозирования пластово-инфильтрационных месторождений U разделяется на две: 1) выяснение возможности существования самих зон пластового окисления в тех или иных районах и 2) решение вопроса, насколько те или иные зоны пластового окисления могут быть ураноносны, т.е. могут содержать промышленное урановое оруденение.

Для развития зон пластового окисления предпочтительно наличие аридного климата. В гумидных же провинциях, где восстановительная обстановка нередко проявлена уже в грунтовых водах и верховодках, проникновение атмосферного кислорода на глубину, в водонапорные системы, становится менее вероятным, а на территориях со сплошным покровом многолетнемерзлых пород – практически исключается.

Зоны пластового окисления могут возникать лишь в артезианских бассейнах с инфильтрационным водонапорным режимом, имеющих внешнюю область питания и наибольшие отметки уровней вод в прибортовых частях. Бассейны же и водоносные комплексы с элизионным режимом, характеризующиеся наличием глубинного пьезомаксимума и региональным восходящим движением пластовых растворов, неблагоприятны для формирования месторождений рассматриваемого типа. По этой причине в число неперспективных попадают впадины океанического типа, рифтовые зоны, краевые синеклизы континентальных платформ, значительная часть собственно платфор-

менных слабоактивизированных структур, предгорные прогибы и наиболее глубоко погруженные межгорные депрессии. Пластово-окислительный процесс в основном характерен для внутренних впадин областей умеренной постплатформенной тектонической активизации ("суборогенных" областей), а также для малых артезианских бассейнов высокоамплитудного постплатформенного орогена при условии, что эти бассейны располагаются в пределах гипсометрически высоко поднятых сводовых структур.

Эти выводы могут быть использованы для выделения эпох и районов возможного древнего (мезозойского и палеозойского) пластово-инфильтрационного рудообразования.

В практике прогнозных и поисково-оценочных работ важное значение имеет отграничение зон пластового окисления от первично красноцветных или буроцветных отложений современных и древних (подперерывных) зон поверхностного окисления. Эта задача решается путем использования совокупности морфологических, палеогеологических, гидрогеологических и литолого-геохимических данных [Шмариович и др., 1977].

Масштабы накоплений U, возникающих на границах зон пластового окисления, находятся в прямой зависимости от содержания U в кислородных водах области инфильтрации, скорости движения вод, длительности процесса и восстанавливающей способности вмещающих пород, т.е.

$$Q = \frac{C_{нач} V t \epsilon}{\rho}; \quad V = K_ф I \quad и \quad \epsilon = \frac{1 - C_{кон}/C_{нач}}{S \text{ барьера}},$$

где Q – весовое количество U, отложенного в единице сечения пласта; $C_{нач}$ и $C_{кон}$ – содержания U в пластовых водах по разные стороны геохимического барьера; ϵ – коэффициент контрастности барьера; S – его ширина; V – скорость фильтрации; t – продолжительность процесса; ρ – плотность породы; $K_ф$ – коэффициент фильтрации; I – пьезометрический уклон.

Совокупность четырех названных факторов является необходимой и достаточной для определения возможной практической значимости формируемого оруденения.

Обычно геологи особо важное значение придают первому показателю, обусловливаемому наличием благоприятных источников U.

В принципе таковыми могут быть урановые месторождения и крупные рудопроявления любого генезиса, располагающиеся в области питания или на путях движения кислородных пластовых вод, а также повышенные концентрации U как в областях питания в виде первично обогащенных этим элементом пород (гранитоиды, кислые эффузивы, "черные сланцы" и т.д.), так и во вмещающих проницаемых отложениях. Наиболее благоприятные условия для возникновения урановосных инфильтрационных растворов создаются в районах аридного климата. Умеренный водообмен в сочетании с испарительным концентрированием U обусловливает региональное распространение грунтовых и отчасти пластовых кислородных вод с повышенной

урановосностью ($n \cdot 10^{-5}$ г/л и более). Для таких территорий локальность рудообразования часто определяется не специфичностью источника U, а другими перечисленными факторами. В то же время в провинциях с более влажным климатом обычна связь экзогенных эпигенетических аккумуляций U в осадочном чехле с повышенной урановосностью пород фундамента.

Восстанавливающая способность вмещающих пород является важнейшим фактором, обеспечивающим саму возможность извлечения U из инфильтрационных растворов. Чем более прочные комплексные формы образует U в растворе и чем раствор менее урановосен, тем ниже значение Eh начала осаждения восстановленных форм U. С другой стороны, чем более низкие величины Eh способны создать восстановители, тем меньше остаточная концентрация U в растворе и богаче формирующееся оруденение.

Различие восстановительной обстановки вдоль границ зон пластового окисления, а также в отдельных разностях проницаемых пород, слагающих водоносный горизонт, часто является причиной неравномерности и неповсеместности оруденения, объясняет особенности морфологии рудных тел [Лисицин и др,. 1969б; Шмариович, 1976] . Оруденение нередко образуется только в тех водоносных горизонтах или литологических разностях, которые содержат необходимые восстановители U,и в первую очередь углистое органическое вещество (ОВ). Подобная избирательность особенно свойственна рудам, образованным из относительно бедных U растворов ($3 \cdot 10^{-6}$ – $3 \cdot 10^{-5}$ г/л).

Прямым поисковым критерием рассматриваемых месторождений являются области выклинивания зон пластового окисления, сформированных длительно действовавшими урановосными кислородными водами в породах, относительно богатых восстановителями.

Среди объектов второй группы – *спорного генезиса* – наибольшее количество материала получено в последние годы по рудам гематит(гетит)-черниево-смолкового типа [Булатов, Шеточкин, 1970, 1975; Шмариович, Щеточкин, 1972; Опарышева и др., 1973; Шмариович и др., 1974; Рослый, 1975; и др.]. Эти руды представляют собой специфические образования, где окислами U в ассоциации с эпигенетическими дисульфидами Fe и карбонатами (или без них) выполнены наиболее проницаемые участки песчаных, песчано-глинистых или карбонатных пород, а окислами и гидроокислами Fe (гематит, гетит) – относительно плотные, существенно глинистые разности. На переходе между этими участками обычно фиксируется реакционная белесая кайма.

Как правило, в строении рудной ассоциации усматривается отчетливая последовательная смена зон (от периферических, менее проницаемых участков к центральным): 1) гематитизации, или гетитизации; 2) оглеения; 3) окисной урановой минерализации с дисульфидами Fe или без них; 4) сульфидизации и карбонатизации (в ряде случаев отсутствуют). В зонах 1–3 могут присутствовать новообразования барита, в зонах 2–3 – каолинита, гидрослюд, хал-

цедона, самородного Se; в зонах 3–4 – сульфидов Pb, Zn, Cu и других металлов, хлорита, кристаллического кварца, твердых битумов. В целом порядок выделения минералов этой ассоциации противоположен тому, что возникает при пластово-инфильтрационном процессе – на гидроокислы Fe здесь с замещением накладывается сульфидно-урановая минерализация, а на нее – часто выделения безрудных сульфидов и карбонатов. Руды нередко имеют пятнистый или полосчатый облик. Они встречаются как в сероцветных породах вблизи выклинивания пластово-окисленных зон, так и внутри последних, а также среди первичных красноцветов. Восстановительными свойствами вмещающих пород это оруденение не контролируется.

Отмеченная минералого-геохимическая зональность, имеющая восстановительную направленность, иногда картируется на площади [Шмариович и др., 1974; Рослый, 1975], в других же, более частых случаях она наблюдалась лишь в отдельных рудных обособлениях, имеющих концентрическое сложение. Известна она и в прожилковых формах [Опарышева и др., 1973; Шмариович и др., 1974]. Рассматриваемые руды слагают линзовидные и гнездовидные тела, роллы, нередко вдающиеся в участки окисленных пород, трубообразные залежи.

Данному оруденению во многих случаях предшествуют жильные и вкрапленные выделения кварца, халцедона, барита, доломита и кальцита, дисульфидов Fe, эпигенетических глинистых минералов каолинит-гидрослюдистого состава, связанных битумов. На ряде объектов установлена стадийность жильного и пластово-жильного восстановительного процесса, характеризующаяся развитием кремнисто-аргиллизитовых изменений в раннюю стадию преобразований и сульфидно-карбонатных с битумами или без них – в более поздние [Щеточкин, 1970; Булатов, Щеточкин, 1970, 1975; Опарышева и др., 1973]. Ранее авторы объясняли возникновение указанного минерального комплекса процессами биохимического окисления залежей углеводородов [Батулин и др., 1965]. В настоящее время, основываясь на специфической стадийности процесса, его телескопированности и контроле разрывными нарушениями, данных анализа газово-жидких включений в минералах, можно определенно связывать названный комплекс новообразований с внедрением в породы осадочного чехла термальных восходящих флюидов [Щеточкин, 1970; Головин, Легошин, 1970; Зеленова и др., 1969].

Руды гематит(гетит)-черниево-смолкового типа по сравнению с рассмотренными выше нередко характеризуются более высокими концентрациями U и признаками контрастности. Этот тип оруденения в большинстве случаев является реликтовым и ныне активно разрушается инфильтрационными кислородными водами с переосаждением U в виде залежей регенерированных урановых черней. Известны также примеры "захоронения" гематит-черниево-смолкового оруденения в сероводородной или углеводородной газогидрогеохимической обстановке, сопровождаемого восстановлением окислов Fe.

Рассматриваемое оруденение нередко структурно мотивировано. Многие рудные поля контролируются узлами сопряжения разнонаправленных систем разломов, причем эти структурные линии носят унаследованный характер, маркируясь резкими изменениями фаций и мощностей вмещающих платформенных осадков. В более крупном масштабе урановорудные скопления могут контролироваться долгоживущими малоамплитудными тектоническими нарушениями, выраженными уступами в кровле фундамента, флексурными изгибами и моноклинальными перегибами пластов, зонами мелкой трещиноватости, послойными срывами и т.д. Следует, однако, оговориться, что подобные особенности локализации оруденения даже при детальных наблюдениях в горных выработках усматриваются далеко не всегда. Прямая связь с разрывной тектоникой, присущая гидротермальным месторождениям в фундаменте, рассматриваемому оруденению в целом несвойственна, что объясняется иным характером рудовмещающих пород, а может быть, и иным характером рудообразующего раствора.

Известные месторождения гематит(гетит)-черниево-смолковых руд в осадочных породах имеют кайнозойский (чаще всего неогеновый), а в некоторых провинциях - мезозойский или более древний возраст.

Совокупность данных, полученных в настоящее время, позволяет связывать формирование гематит(гетит)-черниево-смолкового оруденения с вторжением в водоносные горизонты осадочного чехла восходящих восстановительных (по Fe) флюидов. Разногласия между исследователями, в том числе и между авторами настоящего сообщения, касаются главным образом характера этих флюидов и путей поступления U к местам рудоотложения.

Часть исследователей, к которой принадлежит А.К. Лисицин, считает, что U, как и в случае инфильтрационного рудообразования, поставлялся кислородными пластовыми водами, осаждаясь на неподвижном контрастном восстановительном барьере, создававшемся восходящими, преимущественно газообразными (H_2S, H_2 и др.) агентами. При этом в зависимости от баланса поступления окислителей и восстановителей осаждение урана из пластовых растворов сопровождается либо окислением (первая группа месторождений), либо восстановлением (вторая группа) вмещающих пород. Преобладание окислителей над восстановителями приводит к рудообразованию на фоне переотложения ранее возникшего оруденения и развития зоны пластовой лимонитизации. В противном случае осуществляется консервация оруденения в восстановленных породах и прекращение формирования урановых концентраций.

Эта точка зрения удовлетворительно объясняет факты структурного контроля оруденения при наличии его сопряженности с зонами пластово-окисленных пород и первичных красноцветов. Она базируется на расчетах и экспериментальных исследованиях, свидетельствующих о возможности концентрированного рудоотложения при взаимодействии кислородных урановосных вод с противотоком восстановителей.

Трудности здесь возникают при интерпретации зональности рудосопровождающих изменений, ее специфичности и строгой повторяемости, при объяснении случаев непосредственного наложения окислов урана на лимонитизированные или красноцветные породы (без их предварительного восстановления), а также данных по гомогенизации и декрепитации газово-жидких включений, свидетельствующих о высокой температуре образования урановой и парагенной ей сульфидно-карбонатной минерализации - порядка 170-220°С [Опарьшева и др., 1973; Булатов, Щеточкин, 1975]. Сомнительна также возможность формирования богатых и значительных по масштабам гематит-черниево-смолковых руд на приразломных участках лимонитизированных и первично-красноцветных пород из обычных кислородных слабоурароносных (10^{-6} - 10^{-4} г/л) пластовых вод за относительно короткий промежуток времени, так как сбалансированное поступление к местам рудоотложения эпигенетических окислителей и восстановителей едва ли могло иметь геологическую длительность. Следовательно, в этом случае необходимо допускать участие в рудообразовании значительно более концентрированных растворов ($n \cdot 10^{-2}$ г/л), т.е. процесс, происходящий при преобразовании ранее накопленного оруденения.

Представления об экзогенном генезисе богатых гематит(гетит)-черниево-смолковых руд в значительной мере основываются на обобщенных данных гидрогеохимических исследований, свидетельствующих о том, что распространение современных урароносных вод в породах осадочного чехла ограничено приповерхностной зоной с окислительной обстановкой [Лисицин, 1975]. В отличие от многих других рудных элементов, которые обнаруживаются в повышенных количествах в гидротермах определенного типа, U отсутствует в глубинных артезианских водах и рассолах, в минеральных водах, в том числе углекислых и азотных, в водах вулканических эксгаляций, в водах, разгружающихся в рифтовых зонах океанов и морей, и т.д. Тем не менее геологические данные позволяют предполагать при рудообразовании и глубинный источник U, общепринятый для класса гидротермальных урановых месторождений.

Вторая гипотеза, которой придерживается Е.М.Шмариович, базируется на однотипности охарактеризованной зональности распределения минеральных компонентов с зональностью новообразований рудной стадии гидротермальных месторождений U, выделяющихся ореолами околорудного покраснения пород [Барсуков и др., 1972], на сходстве стадийности восстановительного минералогенеза и температур минерализующего процесса на обоих объектах, состава сопутствующих компонентов (CO_2, S, Fe, Mo, Pb, Cu и др.), на связи рудообразования с эпохами тектонической активизации унаследованно развивавшихся мозаично-блоковых сводовых поднятий. Соответственно она связывает формирование гематит(гетит)-черниево-смолковых руд с деятельностью восходящих термальных относительно щелочных сульфидно-карбонатных растворов, имевших принципиальные черты общности со смолкообразующими гидротер-

мами. Предполагается, что U поставлялся этими растворами с глубины в виде карбонатных комплексов вместе с другими металлами. При попадании в окислительную среду U осаждался. Этот механизм в настоящее время проходит расчетную и экспериментальную проверку.

Из фактов, затрудняющих обоснование данной гипотезы, могут быть указаны отсутствие во многих районах с гематит(гетит)-черниево-смолковыми рудами в породах осадочного чехла признаков синхронного магматизма (обычно сопутствовавшего урановорудному этапу на гидротермальных месторождениях), а также относительно слабое развитие, а иногда и полное отсутствие ореолов дорудных метасоматических преобразований, свойственных классу эндогенных месторождений U в кристаллических породах (аргиллизация, березитизация, альбитизация и т.д.).

Исследователи, выдвигающие третью гипотезу, в том числе и Е.А.Головин, придают принципиальное значение морфологии минерализованных тел (сфероидальные линзы, овалоиды), которые в ряде случаев состоят из замкнутых, концентрически зональных минеральных обособлений. Эти особенности рассматриваются как показатель того, что отложение рудного вещества происходило из неподвижного минерализующего флюида, занимавшего замкнутый объем и обладавшего весьма высокой концентрацией рудных элементов. Такой флюид не смешивался с пластовыми водами вмещающих отложений. Высказано предположение о переносе некоторых рудных элементов, в том числе U, в газовой фазе из глубинных геосфер на этапе постплатформенного орогенеза.

Эти взгляды выходят за рамки традиционных представлений теории рудообразования. Они требуют разработки нового раздела геохимии U, проясняющего возможности его миграции в виде рудного газа, возможно генерируемого в мантии.

К урановитумным месторождениям отнесены такие, где рудное вещество представлено урановосным керитом или антраксолитом либо тесно пространственно ассоциированными с ними силикатами и окислами U. В битумном веществе U находится в виде рассеянных мельчайших сфероидов, реже угловатых микровключений настурана. Он отлагался почти одновременно с образованием твердого нерастворимого битумного вещества по периферии макровыделений битумов. Урановосные твердые битумы выполняют поры и трещины в породах, активно замещают кварц, полевой шпат, глинистые минералы, пирит и т.д. Оруденение вкрапленное, прожилково-вкрапленное и прожилковое, часто оно связано с секущими или послойными зонами трещиноватости. Иногда руды размещаются в солянокупольных структурах [Ермаков и др., 1968] и структурах обрушения [Kelley, Kerr, 1958; Moench, Shlee, 1967]. В то же время на наиболее крупных промышленных объектах в США (Амброзия Лейк, Джекпайл) непосредственной связи оруденения с разрывной тектоникой не отмечается.

Урановитумные руды залегают в породах, весьма разнообразных по составу и геохимическим свойствам – пестроцветных и сероцвет-

ных терригенных, песчаных и карбонатных. Присутствие на этих месторождениях зон пластового окисления пород не устанавливается. Исключение составляет Амброзия Лейк в США, где наряду с первичными ("досбросовыми") уранобитумными рудами, образующими линзообразные и плащеобразные залежи, развиты переотложенные ("постсбросовые") руды рилловой морфологии, контролируемые границами пластово-окисленных пород.

Рассматриваемые месторождения характеризуются многостадийностью наложенных восстановительных преобразований. На наиболее изученном месторождении уранобитумных руд в пестроцветных песчаниках выделяются четыре основные стадии минерализующего процесса [Ермаков и др., 1968]:

1) обеления первично-красноцветных пород, аргиллизации (каолинизации) и окремнения;

2) пиритизации, кальцитизации и гидрослюдизации с замещением карбонатами каолинита и других минералов предшествующей стадии;

3) рудная с выделением цветных нерастворимых, черных уранносных нерастворимых битумов, тонкодисперсных сульфидов Fe и Mo, а также хромсодержащих глинистых минералов;

4) многофазная пострудная, характеризующаяся выделениями цветных битумов разного агрегатного состояния, кальцита, сульфидов Fe, Pb, Cu, Zn, флюорита, киновари.

Изменения ранней, метасоматической, стадии образуют в пространстве наиболее широкий ореол, в который вписываются более поздние образования. В качестве спутников U в керит-коффинит-смолковых рудах выступают Mo, Pb, Zn, Re, Cu, V, As, Ni, Se, Co, Cr.

Нередки случаи, когда нерастворимое битумное вещество выпадает из рассматриваемой рудной ассоциации, уступая место свободным окислам U и коффиниту. Такое оруденение встречается либо совместно с уранобитумным в разных пропорциях на одних и тех же месторождениях, как, например, на месторождениях в известняках, описанных В.Н.Холодовым с соавторами [1961], либо пространственно разобщено, как на плато Колорадо, где месторождения безбитумных и безгематитовых уран-ванадиевых и уран-сульфидных руд располагаются в центральной куполовидной части Колорадского свода (Ураванский пояс, Биг-Индиан-Уош, Моньюмент Вэлли и др.), а уранобитумные – в его периферических частях (Амброзия Лейк, Джекпайл, Темпл Маунтин, Кейн Крик и др.). Известны переходы в разрезе и на площади черных безбитумных уран-ванадиевых руд к урановым рудам, характеризующимся развитием ореолов покраснения и побурения пород. Таким образом, следует предположить существование еще одного типа (или подтипа) руд – пирит-смолкового, занимающего в какой-то степени промежуточное положение между гематит(гетит)-черниево-смолковым и керит-коффинит-смолковым[2].

---

[2] Е.А.Головин полагает, что пирит-смолковые руды стоят ближе к гематит-смолковым, чем к керит-коффинит-смолковым.

Известные месторождения уранобитумных руд имеют мезозойский, а в отдельных случаях кайнозойский возраст. Как правило, они располагаются в окраинных и реже – центральных частях нефтегазоносных провинций и содержат на глубине скопления жидких или газообразных углеводородов. Известны случаи пространственного совмещения уранобитумного или пирит-смолкового оруденения с более поздними залежами нефти и озокерита.

Для уранобитумного типа месторождений предложены те же три генетические концепции, что и для гематит(гетит)-черниево-смолковых. Экзогенная гипотеза [Лисицин и др., 1969а] допускает в данном случае восходящую миграцию U вместе с другими металлами в щелочных углеводородных растворах и рассматривает его осаждение как результат биохимического окисления углеводородов сульфатными пластовыми водами, сопровождавшегося генерацией больших количеств сероводорода и углекислоты. Источниками U могли быть воды подстилающих первичных красноцветов, а битумы поступали из еще глубже залегающих нефтегазоносных горизонтов.

Вторая гипотеза (Е.М.Шмариович и др.) рассматривает формирование уранобитумного оруденения в качестве разновидности рудообразующего гидротермального процесса, осуществлявшегося в данном случае при взаимодействии тех же исходных щелочных сульфидно-карбонатных ураноносных гидротерм со скоплениями углеводородов. При этом в условиях повышенных температур и анаэробной среды должны были происходить полимеризация, окисление (углекислотой) и осернение битумов с превращением их в твердые нерастворимые углеродистые вещества, а с другой стороны, восстановление и раскисление рудоносных термальных растворов, приводившее к переводу U в твердую фазу. Образование руд пирит-смолкового типа объясняется с этих позиций взаимодействием названных щелочных гидротерм, поставлявших U и Mo с относительно кислыми углеводородно-хлоридными рассолами глубоких частей артезианских бассейнов, причем значительная часть рудных элементов-спутников (V, Cr, Ni, Co) могла заимствоваться именно из этих рассолов. Гипотеза базируется на сходстве стадийности эпигенетического минералообразования и гидротермального процесса на смолковых месторождениях аргиллизитовой формации, близком характере минерального парагенезиса рудной стадии, нередкой связи уранобитумного оруденения с трещинными структурами и скрытыми очагами разгрузки глубинных флюидов, отсутствии признаков деятельности инфильтрационных кислородных вод, которые можно было бы рассматривать в качестве поставщиков экзогенного U. Как и в случае гематит-черниево-смолкового типа, слабое место этой гипотезы – отсутствие в эпохи рудообразования каких-либо проявлений магматической деятельности, а также нередко значительный отрыв оруденения по вертикали (до тысячи метров) от кристаллического фундамента.

Сторонники третьей точки зрения [Головин и др., 1977] исходят из представления о единстве процесса формирования твердых угле-

родистых веществ и связанного с ними уранового оруденения, а также из результатов исследований В.Г.Мелкова и сотрудников [Мелков, 1968; Мелков и др., 1975; Флоровская, Мелков, 1975], согласно которым углеродистые минералы являются не производными нефти, а самостоятельными образованиями, возникшими путем полимеризации (поликонденсации) газообразных углеводородных мономеров; последние, по-видимому, могли транспортировать U и некоторые другие металлы. В рамках этой концепции гематит(гетит)-черниево-смолковые и пирит-смолковые руды, с одной стороны, а также керит(антраксолит)-коффинит-смолковые - с другой, характеризуясь единством рудоносного флюида, различаются условиями рудоотложения, которые во втором случае определяют полимеризацию исходного рудоносного газа, а в первом - его распад на простые газы (CH_4, CO_2, H_2 и т.д.), приводящий к выделению рудного вещества. К сожалению, данные элементоорганической химии, которую А.Н.Несмеянов определил как "третий материк" химии, не вошли еще в арсенал геохимиков, и их использование в рудно-геологических построениях требует значительных усилий специалистов.

Очевидно, что дальнейшее развитие теории эпигенетического уранового рудообразования в осадочных породах связано с познанием условий формирования месторождений неясного генезиса, выявлением закономерностей их размещения, их временных и пространственных отношений с месторождениями других полезных ископаемых, определением геотектонической специфики рудоносных провинций, совершенствованием геохимии U, и в частности представлений о возможных формах его миграции и причинах рудоосаждения. Особое значение приобретает комплексное изучение этих месторождений с использованием новейших методов геолого-структурного, минералого-геохимического и других видов анализа при сочетании детальных наблюдений на эталонных участках с картированием типов руд и околорудно-измененных пород в разных масштабах. Необходимо сопоставление по комплексу признаков эпигенетического уранового оруденения спорного генезиса с рудами эталонных инфильтрационных и гидротермальных месторождений U, а также с рудами стратиформных месторождений других металлов. Гипотезы, предложенные для объяснения условий формирования этого оруденения, требуют всесторонней расчетной и экспериментальной проверки.

Сокращение перспектив выявления в отдельных районах новых месторождений U, связанных с границами зон пластового окисления, настоятельно ставит на повестку дня вопрос о возможности реализации в природе иных способов рудообразования, кроме ставшего уже классическим случая инфильтрационного уранонакопления на подвижном или неподвижном восстановительном геохимическом барьере в водоносных горизонтах. Эта проблема должна решаться совместными усилиями литологов, геохимиков, минералогов, гидрогеологов, специалистов геолого-структурного профиля и т.д. Именно такой комплексный подход позволил разработать и успешно применить на практике теорию инфильтрационного уранового рудообразования.

Литература

Антропов П.Я. Топливно-энергетический потенциал Земли. М.: ВИНИТИ, 1976.

Барсуков Вик.Л., Гладышев В.Н., Козырев В.Н. Условия образования месторождений урана в вулканических депрессиях. М.: Атомиздат, 1972.

Батулин С.Г., Головин Е.А., Зеленова О.И. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана (условия образования). М.: Атомиздат, 1965.

Булатов С.Г., Шеточкин В.Н. Особенности рудообразующего процесса на урановых месторождениях пластовой кислородной зональности. – Сов. геол., 1970, № 4.

Булатов С.Г., Шеточкин В.Н. Минералого-геохимические особенности уранового оруденения, наложенного на окисленные породы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 6.

Вернадский В.И. О капиллярной воде горных пород и минералов. – ДАН СССР, 1929, № 5.

Вернадский В.И. Очерки геохимии. – Избр. соч. М.: ОНТИ, 1934. Т. 1.

Воробьев В.П., Грушевой Г.В. Генезис экзогенных месторождений урана в осадочных породах. – Геол. руд. месторожд., 1966, № 3.

Германов А.И., Батулин С.Г., Волков Г.А. и др. Некоторые закономерности распределения урана в подземных водах. – В кн.: Тр. II Междунар. конф. по мир. использ. атом. энергии: Докл. сов. ученых. М.: Атомиздат, 1959, т. 3.

Головин Е.А., Легошин В.П. Об эпигенетических (наложенных) процессах в осадочных породах. – В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Недра, 1970, т. 1.

Головин Е.А., Легошин В.П., Тарханова Г.А. О региональных закономерностях размещения эпигенетических новообразований в осадочных толщах (на примере мезозойских и кайнозойских отложений Средней Азии). – ДАН СССР, 1977, т. 237, № 6.

Данчев В.И., Стрелянов Н.П., Шиловский П.П. Образование экзогенных месторождений урана и методы их изучения. М.: Атомиздат, 1966.

Ермаков И.Д., Иванов Д.Н., Комарова Г.В. и др. Геологические и минералого-геохимические особенности уранобитумных месторождений в красноцветных толщах. – В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М.: Наука, 1968.

Зеленова О.И., Кондратьева И.А., Лисицин А.К. Эпигенетические изменения красноцветных пород и урановое рудообразование над залежами углеводородов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 2.

Каширцева М.Ф. Особенности настурана и урановых черней в некоторых инфильтрационных месторождениях. – Геол. руд. месторожд., 1963, № 6.

Каширцева М.Ф. Минералого-геохимическая зональность инфильтрационных рудопроявлений урана. – Сов. геол., 1964, № 10.

Лисицин А.К. О формах нахождения урана в подземных водах и условиях его осаждения в виде UO_2. – Геохимия, 1969, № 9.

Лисицин А.К. Гидрогеохимия рудообразования (на примере экзогенных эпигенетических урановых руд). М.: Недра, 1975.

Лисицин А.К., Кондратьева И.А., Комарова Г.В. О методах генетической интерпретации эпигенетических изменений осадочных пород. – Литол. и полез. ископ., 1969а, № 3.

Лисицин А.К., Кондратьева И.А., Лакеева Т.Н. Роль вмещающих по-

род в накоплении урана на выклинивании зон пластового окисления. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969б, № 8.

Мелков В.Г. Предисловие. – В кн.: Диагностика органических веществ в горных породах и минералах магматического и гидротермального происхождения. М.: Наука, 1968.

Мелков В.Г., Сергеева А.М., Горшков А.А., Фисенко Л.И. Определение твердых углеродистых веществ. – В кн.: Люминесцентная битуминология. М.: Изд-во МГУ, 1975.

Опарышева Л.Г., Шмариович Е.М., Ларкин Э.Д., Щеточкин В.Н. Особенности урановой минерализации, залегающей в породах осадочного чехла и гранитах фундамента. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 7.

Попов В.И. Новые идеи в петрографии осадочных пород (по работам Л.В.Пустовалова). – Изв. Узб. ФАН, 1940, № 1.

Рослый А.И. О локализации уранового оруденения в карбонатных породах. – Литол. и полез. ископ., 1975, № 1.

Сапожников Д.Г. Развитие основных представлений об осадочных и остаточных рудных месторождениях за 50 лет. – Геол. руд. месторожд., 1967, № 5.

Смирнов А.А., Щербаков А.В. Методические указания по интерпретации и проверке радиогидрогеологических аномалий с целью поисков урановых месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1957.

Флоровская В.Н., Мелков В.Г. О генетической природе твердых углеродистых веществ (состояние проблемы). – В кн.: Органическое вещество в геологических процессах. Л.: Недра, 1975.

Холодов В.Н., Лисицин А.К., Комарова Г.В., Кондратьева И.А. Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11.

Шмариович Е.М. Концентрации редких элементов, связанные с кислородной пластовой зональностью водоносных горизонтов. – В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Недра, 1970, т. 2.

Шмариович Е.М. О механизме пластово-инфильтрационного рудоотложения. – Сов. геол., 1976, № 2.

Шмариович Е.М., Кисляков Я.М., Столяров А.С. О диагностике зон пластового окисления. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, № 3.

Шмариович Е.М., Щеточкин В.Н. Приразломное оруденение на пластообразных эпигенетических месторождениях урана. – Сов. геол., 1972, № 10.

Шмариович Е.М. и др. Два класса руд и рудоконтролирующей пластовой зональности на эпигенетическом месторождении урана. – Сов. геол., 1974, № 7.

Щеточкин В.Н. Изменения углекисло-битумного типа на урановых месторождениях пластовой кислородной зональности. – Литол. и полез. ископ., 1970, № 4.

Adler H.H. Concept of genesis of sandstone-type uranium ore deposits. – Econ. Geol., 1963, vol. 58, N 6.

Gruner J.W. Concentration of uranium in sediments by multiple migration-accretion. – Econ. Geol., 1956, vol. 51, N 6.

Harshman E.N. Alteration as a quide to uranium ore Shirley Basin, Wyoming. – US Geol. Surv. Prof. Paper, 1962, vol. 450–D.

Kelley D.R., Kerr P.F. Urano-organic ore at Temple Mountain, Utah. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, vol. 69, N 6.

Moench R.H., Shlee J.A. Geology and uranium deposits of the Laguna, New Mexico. – US Geol. Surv. Prof. Paper, 1967, vol. 519.

Shawe D.R., Granger H.C. Uranium ore rolls an analyses. – Econ. geol., 1965, vol. 60, N 2.

УДК 552.5:583.8(571.1)

Н.А. СОЗИНОВ, СВ.А. СИДОРЕНКО

ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

В последнее время в связи с установлением ведущей роли экзогенных процессов в формировании основной массы горных пород в глубоком докембрии предположение о большом развитии в них высокоуглеродистых и углеродсодержащих толщ переходит из сферы догадок и допущений в область достаточно твердо установленных фактов [Св. Сидоренко, А. Сидоренко, 1975; Созинов, Сидоренко, 1976; Peltola, 1960; McKirdy, 1974].

Углеродистые отложения в архейских и протерозойских осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях образуют выдержанные слои и пачки слоев иногда значительной мощности, достигающие в ряде случаев многих десятков и сотен метров, с высоким содержанием (до 10–40%) углеродистого вещества. Они известны во всех возрастных интервалах докембрия и на всех континентах в пределах Алданского, Анабарского, Украинского, Балтийского, Канадского, Индостанского, Либерийского щитов, Африканской и Австралийской платформы и других районов.

Начало накопления углеродистого вещества в осадочных геологических формациях относится к архею, причем уже в это время процесс его захоронения осуществлялся в громадных размерах. Проведенные в этом направлении исследования Св. А. и А.В.Сидоренко [1975], основанные пока на данных предварительных подсчетов, показывают, что среднее содержание элементарного С в первично-осадочных и вулканогенно-осадочных породах докембрия вполне соизмеримо с распространенностью $C_{орг}$ в осадочных породах фанерозоя.

Углеродистое вещество в формациях докембрия варьирует от вещества, которое могло остаться почти неизменным по форме и составу со времени своего накопления, до вещества, которое могло коренным образом измениться, причем исходный материал его неизвестен. Вместе с тем ряд факторов дает возможность предполагать, что это вещество было сапропелевого характера, а исходным продуктом его был в основном планктон. В ряде случаев выяснилось, что метаморфизованные углеродсодержащие породы часто сохраняют разнообразные твердые, жидкие и газообразные углеводороды, состав которых (например метан, пропан, этан, бутан этилен, пропилен) весьма близок к углеводородам нефтяного ряда [Св. Сидоренко, А. Сидоренко, 1975].

Углеродистое вещество в докембрийских комплексах встречается в первично-глинистых, кремнистых, карбонатных и других типах пород. Эти осадки образуют весьма специфические ассоциации, возникающие в определенных историко-геологических условиях, и, очевидно, могут быть выделены в ранг формаций. Вместе с тем

особенности докембрийских комплексов обусловливают и определенные трудности в применении формационного метода их изучения. Глубокий метаморфизм и дислоцированность докембрийских образований значительно искажают их первичные особенности, что затрудняет проведение формационного анализа и не позволяет с полной достоверностью воссоздать картину палеогеологических условий их формирования. Несмотря на это, сравнительно недавно нами была предпринята попытка формационного подхода к анализу углеродистых отложений, и в особенности высокоуглеродистых образований, так называемых черных сланцев докембрия. Наиболее результативным оказался анализ ассоциаций углеродистых отложений в соответствии с определением создателей учения о геологических формациях фанерозоя Н.С. Шатского и Н.П. Хераскова.

По геоструктурному положению формации морских высокоуглеродистых сланцев фанерозоя можно разделить на два типа: платформенные и геосинклинальные. Платформенные формации характеризуются небольшими мощностями – до нескольких десятков метров. Мощность формаций углеродистых сланцев геосинклинального типа выражается многими десятками и в некоторых районах сотнями метров. Как платформенные, так и геосинклинальные формации углеродистых сланцев характеризуются однородностью фациального состава на больших пространствах, свидетельствующей об устойчивых палеогеографических, климатических, гидродинамических и биогеохимических условиях их формирования.

Вместе с тем, безусловно, следует считаться с эволюцией геологических процессов в истории Земли. Так же как в тектоническом развитии земной коры в докембрии существует отчетливое своеобразие, и парагенетические сообщества докембрийских отложений, вероятно, отличаются в какой-то мере от тех, которые известны нам в фанерозое. Можно предполагать, что как сами формации, так и типы формаций докембрийских протогеосинклиналей и протоплатформ будут отличаться от таковых для платформ и геосинклиналей фанерозоя. Поэтому, сопоставляя формации фанерозоя и докембрия, мы будем иметь в виду не прямое соответствие, а гомологию парагенезисов докембрийских метаморфизованных углеродистых формаций определенным формациям фанерозоя.

Сходный парагенезис пород и связанных с ними углеродистых сланцев в отложениях разного возраста и геоструктурного положения позволяет объединить, точнее, сделать попытку объединить аналогичные или гомологичные конкретные формации в один формационный тип. В зависимости от главных членов парагенезисов пород выделяются четыре формационных типа: терригенно-глинисто-углеродистые, кремнисто-углеродистые, карбонатно-углеродистые и вулканогенно-кремнисто(карбонатно)-углеродистые. Очевидно, что между этими формационными типами существуют и переходные разности.

Терригенно-глинисто-углеродистые формации в неметаморфизованных отложениях фанерозоя включают осадки сегендыкского гори-

зонта карагинской свиты палеогена Мангышлака, битуминозные аргиллиты волжского яруса Западно-Сибирской плиты, диктионемовые сланцы ордовика Прибалтики, а в докембрийских формациях – нижнерифейские сланцы Чаулингоу Китайской платформы, графитовые сланцы свиты Кейв Кольского полуострова раннепротерозойского–позднеархейского возраста, графитовые сланцы иенгрской серии архея Алдана, архейские графиты Приазовья Украинского кристаллического щита и др.

Комплекс пород этого формационного типа представлен переслаивающимися высокоуглеродистыми алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами или их метаморфизованными эквивалентами. Характерными особенностями неметаморфизованных формаций является смешанный минеральный состав глинистого вещества (гидрослюда, каолинит, монтмориллонит), обилие углеродистого вещества, пигментирующего основную ткань породы (до 10% и более), а также обилие костных осадков нектона, присутствие желваков, стяжений и тонкорассеянных сульфидов Fe. Обычно осадки формаций залегают на размытой поверхности подстилающих пород и являются отложениями мелководных бассейнов начальных циклов трансгрессий. Характерно накопление осадков в обстановке сероводородного заражения природных вод.

Среди нижнедокембрийских формаций первично терригенно-глинистые высокоуглеродистые сланцы встречаются в свите Кейв Кольского полуострова. Свита Кейв представлена комплексом парапород, среди которых развиты преимущественно высокоглиноземистые (кианитовые) сланцы. Они входят в состав одноименной серии и распространены в центральной и восточной частях Кольского полуострова [Бельков, 1963]. Отложения свиты залегают на эродированной поверхности верхнеархейского гнейсового комплекса с базальными конгломератами в основании и имеют, вероятно, позднеархейский или раннепротерозойский возраст. Для глиноземистых сланцев свиты Кейв характерны фациальная выдержанность по простиранию и ритмичная смена фаций по вертикали. Важной особенностью пород свиты Кейв, в первую очередь нижних ее пачек, сложенных ставролит-гранатовыми, слюдяно-гранатовыми и кианитовыми сланцами, является обогащенность до нескольких процентов тонко рассеянным метаморфизованным углеродистым веществом. Литолого-фациальный и петрохимический анализ пород свиты Кейв показал, что первичные осадки представляли собой продукты размыва каолинитовой по составу коры выветривания гранитоидов. Накопление осадков происходило в мелководном бассейне платформенного типа в условиях сероводородного заражения придонной его части.

Кремнисто-углеродистый тип формаций пользуется весьма широким распространением в отложениях как фанерозоя, так и докембрия всех континентов. Примерами фанерозойских формаций могут служить углеродистые сланцы формаций Фосфориа позднепермского возраста, особенно ее миогеосинклинальные фации, а также сланцы

Чаттануга (США) миссисипского возраста, углеродистые сланцы Китайской платформы позднедокембрийского и раннекембрийского возраста. Среди раннедокембрийских формаций к указанному типу можно отнести углеродистые сланцы нижнего протерозоя Алтае-Саянской области, протерозойские углеродистые формации Дальнего Востока, углеродистые сланцы железорудной формации Анимики, развитые в районе Айрон-Ривер, оз. Верхнее (США), имеющие протерозойский возраст, архейские графитовые сланцы серии Симанду Либерийского щита.

Особенностью этого типа формаций является частое, нередко ритмичное чередование кремнистых и углеродисто-кремнистых сланцев при подчиненном значении углеродистых сланцев глинистого состава. Для большинства пород характерно наличие тонкослоистых текстур, высокое содержание $C_{орг}$ (5-70%), небольшое количество терригенного материала. Для всех пород свойственно высокое содержание кремнезема и низкое – карбонатов.

Из докембрийских формаций этого типа можно отметить нижнепротерозойскую углеродисто-кремнистую формацию Алтае-Саянской области, изученную Л.В. Ждановой [1972]. Углеродисто-кремнистые слюдистые сланцы этого региона чередуются с песчаниками и представляют собой алеврито-пелитовые отложения с различной, но значительной примесью алевритового материала кварцево-биотитового состава. По представлениям Л.В. Ждановой, осадки формации накапливались в замкнутых впадинах в пределах пришельфового трога, развивающегося в процессе активизации ранее консолидированного сиалического фундамента.

Наибольшее развитие осадки кремнисто-углеродистой формации получили в позднем докембрии и раннем палеозое, они весьма широко распространены в пределах Казахстана, Узбекистана, Киргизии, Дальнего Востока, Китая, Кореи, Алтае-Саянской области, где в виде протяженного пояса прослеживаются на многие сотни и тысячи километров. Некоторые отложения этого пояса накапливались в эвгеосинклинальных условиях и относятся к вулканогенно-кремнисто-углеродистым формациям.

Весьма устойчивой во времени парагенной ассоциацией являются *карбонатно-углеродистые формации*. Среди неметаморфизованных формаций данного типа можно отметить горючие сланцы верхней юры Волжско-Печорского региона, битуминозные сланцы доманика карбона Предуралья, кукерситы ордовика Эстонии. К этому же формационному типу относятся медистые углеродистые сланцы купферширфер и купфермергель позднепермского возраста ФРГ, ГДР, Польши.

В метаморфизованных отложениях докембрия наиболее часто встречаются аналогичные ассоциации углеродистых первично-глинисто-карбонатных пород, содержащих в различных количествах такие характерные минералы, как антраксолит, шунгит и графит. К указанной ассоциации можно отнести протерозойские шунгиты Карелии, "черные сланцы" протерозоя района Оутокумпу (Финлян-

дия), графитовые сланцы протерозоя нагорья Сангилен (Тува). В архее с абсолютным возрастом свыше 2,6–3 млрд. лет эта ассоциация также весьма широко распространена в иенгрской и джелтулинской сериях Алдана.

Особенностью формаций является частое чередование высокоуглеродистых сланцев с известняками и доломитами. Для самих углеродистых сланцев свойственно высокое (до 30–40%) содержание $C_{орг}$ и карбонатов.

В районе Оутокумпу (Финляндия) рассматриваемые отложения входят в карельскую сланцевую формацию [Peltola, 1960]. Среди них наиболее широко распространены филлиты или аргиллиты, так называемые "черные сланцы", состоящие наполовину из биотита, а также из кварца и плагиоклаза–андезита с примесью графита, пирита, пирротина и ильменита. Содержание графита и сульфидов Fe достигает по весу 25%. Наряду с этими первоначально глинисто–карбонатными породами широким распространением пользуются амфиболовые первично–известковистые и карбонатно–амфиболовые углеродистые сланцы. К. Пелтола приходит к выводу, что эти отложения осаждались в условиях, близких к образованию сапропелей. Вероятным является как химическое, так и биохимическое осаждение таких первоначальных компонентов осадка, как карбонаты, углеродистое вещество и сульфиды.

В древнейших слоях земной коры с абсолютным возрастом более 2,6 млрд. лет углеродистые отложения указанной ассоциации встречаются на многих щитах. В частности, в пределах Алданского щита углеродистые сланцы в ассоциации с карбонатными отложениями встречаются в сутамской свите джелтулинской серии. Особенностью отложений является тесное чередование слоев, сложенных гнейсами, кристаллическими и углеродистыми сланцами с карбонатными слоями; все разности пород содержат большое количество послойно распределенного графита. Карбонатные слои и чередующиеся с ними графитовые сланцы выдержаны по простиранию и мощности на больших площадях.

Вулканогенно-кремнисто-(карбонатно)-углеродистые формации впервые были выделены Н.С. Шатским под названием отдаленно-кремнистой формации и весьма широко распространены как в отложениях фанерозоя, так и докембрия. Этот тип формации характерен для ранних стадий развития геосинклинальных зон.

Среди докембрийских образований к формации этого типа можно отнести ятулийские шунгиты (I–III пачки) Карелии, углеродистые сланцы серии Киватин (Канада), нижнепротерозойские сланцы Русс Лабрадорского трога Канады, сланцы свиты Претория Африки. Комплекс пород формации обычно представлен переслаиванием углеродистых кремнистых (или карбонатных) сланцев, яшм, известняков, доломитов, иногда грубых кластических пород с продуктами подводного вулканизма. Характерным для формаций является наличие большого количества горизонтов углеродистых сланцев.

В древнейших вулканогенно-осадочных образованиях углеродистые сланцы встречаются, например, в серии Киватин в пределах Канадского щита. Киватинский тип отложений раннего докембрия представлен ассоциацией вулканогенных и осадочных пород, метаморфизм которых проявлен относительно слабо или не проявлен совсем, так что признаки первичной природы горных пород наблюдаются в большинстве случаев совершенно отчетливо, а нередко удается установить тонкие особенности осадконакопления. По мнению многих исследователей, осадочно-вулканогенные формации киватинского типа формировались на самых ранних этапах геологического развития земной коры. Они известны в провинциях Квебек и Онтарио. А.И. Тугаринов и Г.В. Войткевич [1970] полагают, что возраст пород серии Киватин 2,5-2,65 млрд. лет. Углеродистые сланцы в серии Киватин тесно ассоциируются с карбонатными породами, железистыми кварцитами, сидеритами, а также туфами и лавами различного состава.

В районе оз. Вермильон (штат Миннесота) и на значительной площади к западу от оз. Верхнего развиты сложнодислоцированные и метаморфизованные породы серии Киватин. Они разделены на две свиты: нижнюю – Эли и верхнюю – Соудан. К последней и приурочены скопления углеродистых сланцев. Р. Клауд и соавторы [Cloud et al., 1965] относят отложения формации Соудан к одним из древнейших углеродистых отложений Земли с абсолютным возрастом не менее 3 млрд. лет. Отдельные слои и линзы в этой формации настолько обогащены углеродистым веществом (до 24%), что приближаются к чистым графитизированным углям.

Химические, спектрофотометрические и рентгенофлуоресцентные исследования свидетельствуют об органическом происхождении С. Под электронным микроскопом обнаружен керогеноподобный материал, который можно интерпретировать как остатки тканей. Надо сказать, что для всех раннедокембрийских железистых кварцитов весьма характерна тесная ассоциация с формациями углеродистых сланцев. В раннем докембрии встречаются формации углеродистых сланцев без железистых кварцитов, но железистых кварцитов вне углеродистых сланцев, как правило, нет.

Детальный анализ эпох накопления углеродистого вещества показывает, что оно наиболее тесно ассоциирует с карбонатными, кремнистыми и глинистыми фациями, а вулканогенный материал представлен лишь прослоями привнесенных твердых продуктов вулканизма. В эпохи аккумуляции вулканогенного материала, т.е. в периоды максимальной тектонической подвижности, накопление углеродистого материала резко сокращалось или вовсе прекращалось.

В заключение хотелось бы отметить, что приведенный материал, как нам представляется, наглядно показывает, что в глубоком докембрии, так же как и в фанерозое, происходило весьма интенсивное формирование высокоуглеродистых формаций. Углеродистые формации возникали неоднократно в общем ходе циклического и в то же время направленного развития земной коры. Каждый из

выделенных формационных типов характеризуется определенными закономерностями пространственных связей с геоструктурами и фациальными особенностями.

Сравнение углеродистых формаций докембрия и фанерозоя позволяет говорить об эволюционной направленности процессов их формирования и изменении ряда их особенностей во времени. И наконец, детальное изучение высокоуглеродистых формаций, по мнению авторов, позволит произвести баланс С в истории Земли и оценить возможную нефтегазопроизводящую роль этих формаций в весьма далеком геологическом прошлом.

Литература

Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв: (Геологическое строение, кристаллические сланцы и кианитовые руды). М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963.

Жданова Л.В. Распределение радиоактивных элементов и $C_{орг}$ в нижнепротерозойских отложениях жайминской свиты. – В кн.: Вопросы геологии и геофизики Сибири. Новосибирск: Наука, 1971.

Сидоренко Св. А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975.

Созинов Н.А., Сидоренко Св.А. О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя. – ДАН СССР, 1976, т. 227, № 3.

Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970.

McKirdy D.M. Organic geochemistry in Precambrian. – Precambr. Res., vol. 1, 1974.

Peltola E. The black schists in the Outokumpu region in Eastern Finland. – Bull. Comiss. Geol. Finlande, 1960, N 192.

Cloud P.E., Gruner J.W., Hagen H. Carbonaceous rocks of the Soudan iron formation. – Science, 1965, vol. 148, N 3678.

УДК 553.06:553.641

В.З. БЛИСКОВСКИЙ, Н.А. КРАСИЛЬНИКОВА, А.С. СОКОЛОВ, А.М. ТУШИНА, Ю.Ф. ШМЕЛЬКОВА

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ФОСФОРИТОВ

Классификации фосфоритовых месторождений и фосфоритов основаны на литогенетических различиях между ними [Гиммельфарб, 1955, 1965; Красильникова, 1966; Смирнов, 1972; Соколов, 1974; и др.], проявляющихся прежде всего в непосредственно наблюдаемых признаках, в первую очередь текстурно-петрографических.

Так, во всех классификациях среди первично-осадочных выделяются *микрозернистые* (или оолитово-микрозернистые) фосфориты, в которых главным элементом структуры являются фосфатные

микрозерна и микроконкреции, часто имеющие оолитовое и сферолитовое строение [Тушина, 1964]. К этому типу относятся фосфориты крупнейших бассейнов Каратау, Скалистых гор, Юннани, связанные с кремнисто-карбонатной формацией.

Зернистые фосфориты сложены фосфатными зернами, большую роль в них играют также костные и другие фосфатизированные органические остатки; фосфориты развиты на месторождениях Аравийско-Африканской провинции, в фосфоритоносной свите Хауторн во Флориде и связаны с терригенно-карбонатной формацией.

Желваковые[1] фосфориты представляют собой конкреции, в которых фосфат играет роль цемента, скрепляющего обломочные и аутигенные зерна других минералов. Месторождения их известны в мезозое-кайнозое Русской платформы, где они приурочены к отложениям терригенно-глауконитовой формации.

В *ракушечных* фосфоритах фосфат заключен в створках раковин беззамковых брахиопод (*Obolus, Lingula*). Формацию, заключающую фосфоритоносные горизонты этого типа (в ордовике советской Прибалтики), обычно называют терригенно-глауконитовой.

Важным достижением геологии фосфатов за последние годы был цикл исследований по современному и позднечетвертичному фосфоритообразованию на шельфах Юго-Западной Африки и Чили - Перу [Батурин, 1969, 1978; Батурин, Безруков, 1971]. Установлено, что современное фосфоритообразование приурочено к площадям с повышенной биологической продуктивностью, которые, в свою очередь, связаны с зонами апвеллинга - подъема к поверхности богатых P глубинных океанических вод. Материнские для фосфоритов осадки - диатомовые или терригенно-диатомовые илы - обогащены рассеянным P, поступающим на дно в составе биогенного материала совместно с органическим веществом (ОВ). Степень этого обогащения невелика - содержание в илах P_2O_5 колеблется от десятых долей процента до 3,5, реже 5%. Однако последующие диагенетические процессы формируют из этого субстрата собственно фосфоритовые стяжения.

При распаде ОВ заключенный в нем P переходит в раствор. Поровые воды осадков пересыщаются фосфатом кальция, который в локальных микроочагах с повышенными значениями pH (там, где имеется аммиак или кальцит) выпадает в осадок. Затем происходит литификация фосфоритных отложений, их дегидратация, уплотнение. Фосфат метасоматически замещает раковинки диатомей. Придонные течения и волнения моря способствуют перемыву осадков, удалению тонкозернистого материала, концентрации и сгруживанию фосфоритных конкреций.

В этом реальном процессе легко распознаются отдельные черты различных гипотез фосфоритообразования. Восходящие течения

---

[1] Их часто называют конкреционными, что неудачно, так как фосфоритовые конкреции широко развиты и в других типах фосфоритов.

как источник P установил автор хемогенной теории А.В. Казаков [1939]. Роль организмов как концентраторов P из вод согласуется также с исходным положением биолитной гипотезы Д. Меррея [Murray, Renard, 1891], общая схема минерализации $P_{орг}$ из поровых вод отвечает биохимической гипотезе Г.И. Бушинского [1963, 1966].

Исследование процесса современного фосфоритообразования имеет огромное значение для литологии фосфатов, но это не означает, что вопрос о генезисе фосфоритов решен. По-прежнему предполагается несколько способов образования фосфоритов и фосфоритовых месторождений с различиями геохимического, гидродинамического, литолого-формационного характера [Красильникова, 1967; Михайлов, 1973; Смирнов, 1964].

Те различия в генезисе, о которых можно уверенно судить по результатам петрографических исследований, касаются, например, гидродинамических условий; так, афанитовые фосфориты формируются в относительно спокойной среде, тогда как для образования оолитовых фосфоритов и тем более их сгружения необходимо волнение моря.

Желваковые фосфориты из мезозойских отложений Русской платформы по внешнему облику ближе всего напоминают современные, однако отличаются наличием в них терригенного кварца и глауконитовых зерен.

Органические остатки в желваках промышленных месторождений довольно обильны, но это не диатомеи, как в современных и позднечетвертичных фосфоритах, а другие группы организмов: радиолярии, аммониты, двустворчатые моллюски.

Можно допустить, что видовой состав организмов не имел принципиального значения для образования тех или других фосфоритов, а вот терригенные и глауконитовые осадки, хотя, возможно, играли лишь пассивную роль в фосфоритообразовании, однако они, особенно глауконит, безусловно, отражали специфические фациальные условия. Не случайно А.В. Казаков [1957] называл глауконит индикатором фосфоритовых фаций.

Очевидна роль организмов в формировании фосфоритов ракушечного типа. Раковины этих организмов – низших беззамковых брахиопод – и при жизни имели фосфатно-кальциевый состав. Было бы, однако, упрощением представлять себе процесс образования ракушечных фосфоритов как простое сгруживание фосфатных створок раковин.

В створках живых раковин фосфат кальция составляет только половину по объему и 2/3 по весу, остальное приходится на ОВ. Это ОВ в диагенезе разлагается, и его замещает осаждающийся, вероятно, из поровых вод кальциевый фосфат. В итоге створки раковин в ракушечных фосфоритах практически полностью состоят из фосфата кальция.

Очевидно, роль биогенных процессов существенна и в формировании фосфоритов зернистого типа. В пользу этого говорят много-

численные фосфатные органические остатки, присутствующие в этих породах наряду с разнообразными фосфатными зернами.

Для оолитово-микрозернистых фосфоритов связь фосфоритообразования с отмиранием организмов и минерализацией заключенного в них Р выглядит наиболее проблематичной. Хотя и в этих фосфоритах детальные микроскопические и электронно-микроскопические исследования обнаруживают гораздо больше органических остатков, чем это считалось ранее, пока нет оснований проводить параллель с современным и древнечетвертичным фосфоритообразованием.

Известны попытки реконструировать гидрохимическую обстановку фосфатной седиментации, основываясь на минералогических особенностях главного компонента фосфоритов – фторкарбонатапатита [Смирнов, 1964]. Состав этого минерала, как показали недавние исследования [Блисковский, 1979], может быть выражен общей (несколько идеализированной) формулой $Ca_{10-n/2}(PO_4)_{6-n}(CO_3)_nF_2$, где n отвечает числу тетраэдров PO_4^{3-}, замещенных группами CO_3^{2-} в структуре апатита.

В природных фторкарбонатапатитах n варьирует от 0 до 1,5, при этом в каратауских, хубсугульских, а также пермских фосфоритах США n обычно меньше 0,5, в зернистых фосфоритах Северной Африки и Средней Азии составляет 0,6–1,2, а в желваковых фосфоритах Русской платформы – 1,2–1,5.

Исходя из этих различий в содержании CO_2 и других компонентов, А.И. Смирнов [1964] предложил выделять три минеральные разновидности фосфата фосфоритов. При этом он полагал, что количество CO_3^{2-}-групп, внедренных в структуру фосфатного минерала, пропорционально содержанию растворенной в продуцирующих водах углекислоты, т.е. что желваковые фосфориты отлагались из вод, содержащих повышенные количества карбонат-ионов, микрозернистые – в тех случаях, когда карбонат-ионов мало, и т.д. В противоположность этому в работах одного из авторов [Блисковский, 1979] показано, что содержание CO_3^{2-}-групп в фосфатном минерале прежде всего определяется температурой и давлением среды, а не ее карбонатностью.

В относительно жестких термодинамических условиях равновесная фосфатная фаза заключает мало карбонатных групп (иногда приближаясь к фторапатиту), при небольших давлениях и температурах формируется и устойчив курскит (с $n \approx 1,5$).

Поскольку фосфориты образуются в морских бассейнах на сравнительно небольшой глубине, можно предположить, что первоначально они были более близки друг к другу по составу фосфатного минерала. Однако в дальнейшем в желваковых фосфоритах, слабо затронутых катагенезом, фосфат сохранил свою природу, более близкую к первоначальной. В условиях же интенсивного катагенеза, находясь под мощной толщей перекрывающих пород (Каратау, Хубсугул, Скалистые горы), фосфат преобразовывался в более близкую к фторапатиту фазу.

Общее направление реакции декарбонатизации фторкарбонатапатитов выражается уравнением

$$Ca_{10-n/2}(PO_4)_{6-n}(CO_3)_nF_2 \rightarrow \frac{6-n}{6}Ca_{10}(PO_4)_6F_2 + nCaCO_3 + \frac{n}{6}CaF_2.$$

Метаморфогенные фосфориты с практически бескарбонатным апатитом (Чулактау, Слюдянка) представляют собой конечный продукт этой реакции. Во многих других случаях она идет не до конца, приводя лишь к частичной декарбонатизации сходного фосфата. Одним из доказательств высказанной точки зрения является наличие в претерпевших катагенез фосфатах несомненных следов этой реакции.

В фосфоритах, где фосфат содержит мало карбонатных групп, всегда присутствует в небольших количествах флюорит [Красильникова, 1963], хотя седиментационная ассоциация фосфорит–флюорит относится к запрещенным [Казаков, Соколова, 1950]. В этих фосфоритах внутри фосфата часто распылены тончайшие кальцитовые включения, также являющиеся продуктом твердого распада в соответствии с указанной реакцией. Интересно, что эти включения остаются кальцитовыми даже в тех случаях, когда весь остальной карбонатный материал породы представлен доломитом.

Характерно также, что ОВ фосфоритов метаморфизовано тем сильнее, чем меньше CO_3^{2-}–групп заключают фосфатный материал; экзотермические пики выгорания ОВ из каратауских руд 600–700°С, хубсугульских – до 800°С и более, а у желваковых Русской платформы – 300–400°С.

Ю.Н. Занин и Л.М. Кривопуцкая [1976] экспериментально доказали частичное удаление карбонатных групп из структуры фосфата при давлениях в несколько килобар и $t = 270^{\circ}C$, т.е. в условиях, сходных с обстановкой катагенеза.

Таким образом, минералогия фосфоритов является отражением не только седиментационно–диагенетических, но и катагенетических процессов.

Многие минералогические и геохимические черты настоящего облика фосфоритов связаны с выветриванием. Как правило, они распознаются легче, чем катагенетические, но не всегда. Например, фосфориты хоперского типа несколько десятилетий считались морскими образованиями совершенно особого генетического типа и лишь в конце 60–х годов были четко идентифицированы как образования коры выветривания [Аскоченский, 1966; Блисковский, 1968; Занин, 1969].

Широко известны такие связанные с выветриванием процессы, как окисление пирита, образование сульфатов, вынос или, наоборот, новообразование карбонатов в фосфоритных пластах, преобразование самого фосфата [Занин, 1975; Шмелькова, 1971].

На одном оригинальном аспекте выветривания остановимся несколько подробнее. Известно, что P фторкарбонатапатитов может замещаться S по схеме $SO_4^{2-} \rightarrow PO_4^{3-}$, причем содержание SO_3

достигает иногда 3–4%. Высказывалось мнение, что содержание изоморфной SO_4^{2-} во фторкарбонатапатите отражает степень сульфатности вод, продуцирующих фосфаты [Смирнов, 1964]. Отсюда следовал вывод о том, что фосфориты, фосфат которых содержит много изоморфной S, образовывались в бассейнах с повышенной соленостью. Однако изотопные исследования показали, что заключенная в фосфате сульфатная S частично имеет не морское происхождение, а заимствуется из поверхностных вод при выветривании, и поэтому ее количество лишь частично отражает обстановку седиментационно-диагенетических процессов [Блисковский и др., 1977].

Определенную информацию о генезисе фосфоритов различных типов дают особенности геохимии редких элементов в этих породах. Существуют, как известно, три типа накоплений редких элементов в осадочных образованиях [Холодов, Баранов, 1966]:

1 – фациальный – когда повышенные содержания элемента контролируются строго определенным типом породы и за пределами его развития отсутствуют;

2 – формационный – когда редкие элементы накапливаются в нескольких смежных литофациях и область повышенных их содержаний совпадает с положением формации, исчезая за ее пределами в разрезе и на площади;

3 – аформационный – когда концентрации локализуются в целых провинциях в самых разнообразных по составу отложениях.

Выяснилось, что в фосфоритоносных отложениях установлено только два из этих трех типов концентраций: первый – фациальный и третий – аформационный [Холодов, Блисковский, 1976].

Фациальный тип характерен прежде всего для небольшой группы элементов – U, Y и лантаноидов, Sr. Они устойчиво концентрируются в фосфоритах самых разнообразных типов. Механизм их концентрации заключается в изоморфном вхождении в кристаллическую структуру фторкарбонатапатита, а для U – также в сорбции фосфатом.

Аформационные концентрации редких элементов создаются либо совмещением фаций (фосфоритной и марганцевой в Каратау, фосфоритной и углисто-сланцевой в Скалистых горах США), либо геохимической специализацией региона в целом (Pb в Каратау, Se в западных штатах США и т.д.).

Таким образом, приходится констатировать, что четких, специфических особенностей геохимии редких элементов, присущих различным типам фосфоритов, пока не выявлено.

В заключение отметим, что петрографические типы фосфоритов, безусловно, характеризуются генетическим разнообразием, но многие их особенности, которые нередко рассматриваются как индикаторы этого разнообразия, на самом деле в значительной мере возникали в результате постгенетических, главным образом катагенетических преобразований. Правильность генетических построений в немалой степени зависит от того, насколько удается снять влияние этих наложенных процессов и явлений.

Литература

Аскоченский Б.В. О возможном генезисе и некоторых закономерностях распространения белых пластовых фосфоритов "хоперского горизонта" в районе Калачской возвышенности. – В кн.: Тр. III совещ. по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.

Батурин Г.Н. Аутигенные фосфоритовые конкреции в современных осадках шельфа Юго-Западной Африки. – ДАН СССР, 1969, т. 189, № 6.

Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978.

Батурин Г.Н., Безруков П.Л. Фосфориты на дне океанов. – В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971.

Блисковский В.З. О генетическом значении содержаний стронция в хоперских фосфоритах. – Литол. и полез. ископ., 1968, № 6.

Блисковский В.З. Минералогическая природа фосфатов кальция фосфоритов. – В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979.

Блисковский В.З., Гриненко В.А., Мигдисов А.А., Савина Л.И. Изотопный состав серы в минералах фосфоритовых руд. – Геохимия, 1977, № 8.

Бушинский Г.И. О мелководности фосфоритовых отложений и их генезисе. – В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Бушинский Г.Н. О происхождении морских фосфоритов. – Литол. и полез. ископ., 1966, № 3.

Гиммельфарб Б.М. Классификация месторождений фосфоритов. – В кн.: Геология горнохимического сырья. М.: Госхимиздат, 1955 (Тр. ГИГХС; Вып. 2).

Гиммельфарб Б.М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М.: Недра, 1965.

Занин Ю.Н. Геология фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. М.: Наука, 1969.

Занин Ю.Н. Вещественный состав фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1975.

Занин Ю.Н., Кривопуцкая Л.М. Преобразование апатитового вещества фосфоритов при катагенезе. – ДАН СССР, 1976, т. 230, № 6.

Казаков А.В. Фосфатные фации. Л.; М.: ГОНТИ, 1939 (Тр. НИУИФ; Вып. 145).

Казаков А.В. Глауконит. – В кн.: Минералы и физико-химические исследования некоторых осадочных пород и полезных ископаемых. М.; Л: Изд-во АН СССР, 1957. (Тр. ИГН СССР; Вып. 152).

Казаков А.В., Соколова Е.И. Условия образования флюорита в осадочных породах (флюоритовая система). М.: Изд-во АН СССР, 1950 (Тр. ИГН АН СССР; Вып. 114).

Красильникова Н.А. О флюорите в фосфоритах. – Литол. и полез. ископ., 1963, № 3.

Красильникова Н.А. Фосфориты Сибири – закономерности геологического размещения и перспективы поисков: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1966.

Красильникова Н.А. О генезисе фосфоритов и эволюции фосфоритообразования. – Литол. и полез. ископ., 1967, № 5.

Михайлов А.С. Процессы физико-химического осаждения фосфатов при образовании фосфоритов. – В кн.: Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М.: Наука, 1973.

Смирнов А.И. Особенности формирования различных типов морских фосфоритов – Литол. и полез. ископ., 1964, № 5.
Смирнов А.И. Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. М.: Недра, 1972 (Тр. ГИГХС; Вып. 14).
Соколов А.С. Литология в проблеме расширения ресурсов фосфатного сырья. – Литол. и полез. ископ., 1974, № 3.
Тушина А.М. Литогенетические типы фосфоритов Каратау. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, т. 39, № 3.
Холодов В.Н., Блисковский В.З. Геохимия элементов-примесей в фосфоритоносных формациях. – В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М.: Наука, 1976.
Холодов В.Н., Баранов Ю.Е. Экзогенные месторождения редких элементов. – В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966, т. 3.
Шмелькова Ю.Ф. Месторождения карстовых фосфоритов Алтае-Саянской складчатой области: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1971.
Murray J., Renard A. Deep-sea deposits: Rept. "Challenger" Exped. 1873–1876. L., 1891.

УДК 550.4:551.3

А.В. ЩЕРБАКОВ, В.И. ДВОРОВ

ЭНЕРГЕТИКА И ГИДРОГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА

Под энергетикой осадочного процесса понимается раздел знаний, посвященный источникам энергии, участвующей в преобразовании вещества осадков, горных пород и газоводных растворов [Тимофеев, Щербаков, 1978, 1979]. Сам осадочный процесс, проявляемый в образовании и разрушении материала осадочной оболочки Земли, абстрактно может быть сведен к структурным, фазовым и химическим превращениям в геологической системе твердое вещество–газоводный раствор или, другими словами, осадочный процесс представляет собой массо-энергоперенос в верхней части земной коры.

Вся масса, а следовательно, и энергия Земли получены на планетарном этапе ее развития. В начале геологической эпохи было заложено разделение энергетических источников на экзогенные и эндогенные. Верхняя часть земной коры явилась границей взаимодействия (влияния) внешних и внутренних источников энергии, что, по-видимому, и послужило причиной образования "буферной" поверхности – осадочной оболочки Земли.

В осадочном процессе участвуют все виды энергии, известные в природе: лучистая (радиогенный распад, солнечная и космическая радиация), механическая (перемещение в гравитационном поле и статические нагрузки), химическая, тепловая. Превращение одного вида энергии в другой и сопряженный с ним массоперенос осущест-

вляются в различном режиме интенсивности и направленности. С этим, по-видимому, связаны различия в обстановках минералообразования и формирования всего многообразия осадочных пород.

Поскольку применительно к земным условиям массоперенос возможен лишь при участии водной и газовой среды, особого внимания требует изучение газогидрохимической обстановки, в которой происходит разрушение, перенос, седиментация и литификация минерального и органического вещества (ОВ) осадочных пород. Газоводные растворы, насыщающие верхнюю часть земной коры, являются как бы проводниками всех видов энергии; нельзя представить ни одного процесса, где бы растворы не проявили своего физического или химического воздействия на осадок или породу.

Необходимость разработки энергетического подхода в анализе геологических процессов, принципиальная возможность такого метода была высказана почти полвека назад В.И. Вернадским [1960]. Значительным вкладом в геоэнергетическую теорию явились работы А.Е. Ферсмана [1955] об энергетической направленности процессов минералообразования в земной коре; П.Н. Кропоткина [1948] в приложении энергетики к тектогенезу; Д.С. Коржинского [1955, 1962], Гаррелса и Крайста [1968], Ферхугена [1961] по термодинамическому анализу геохимических процессов; Л.В. Пустовалова [1956], В.И. Лебедева [1953, 1954], Н.В. Белова [1952], А.А. Саукова [1966], П.Ф. Швецова [1974] о взаимодействии и доле экзогенных и эндогенных источников энергии в осадочном процессе.

Нельзя не отметить, что по одному из самых кардинальных вопросов геоэнергетики – о соотношении экзогенных и эндогенных источников энергии и их вкладе в литогенез – до сих пор нет единого мнения. Известная дискуссия по этому поводу между Д.С. Коржинским, с одной стороны, и В.И. Лебедевым и Н.В. Беловым – с другой, вскрыла множество интереснейших аспектов, которые могут быть разрешены лишь при синтезе противоположных точек зрения. Последнее весьма наглядно показано в работе П.Ф. Швецова [1974], где развивается идея переноса солнечной энергии терригенным материалом в глубь недр и влияния ее на региональный геотемпературный режим.

Коротко остановимся на оценке мощности экзогенных и эндогенных источников энергии. Мощность космического и солнечного излучения на поверхности земной атмосферы составляет $1{,}36 \cdot 10^{24}$ кал/год, что по крайней мере на три порядка превышает мощность внутриземных источников энергии.

Лучистая энергия поглощается атмосферой (72%), расходуется на нагрев водной поверхности и суши, а также затрачивается в процессе углеродного питания зеленых растений (фотосинтеза). В целом лишь 28% потока солнечной энергии достигают поверхности почвы [Атлас..., 1962].

Около 26% ($3 \cdot 10^{23}$ кал/год) инсоляционного потока идут на испарение воды с поверхности морей и океанов, при этом, по данным М.И. Львовича [1966], дистиллируется $5{,}2 \cdot 10^5$ км^3 воды в год.

На поверхности Земли, в так называемом деятельном слое, радиационный поток преобразуется в кинетическую энергию движения атомов и молекул вещества горных пород, почвы, воды, что соответствует изменению их температуры. Весьма значительная часть солнечной энергии через тепловую или химическую форму переходит в потенциальную энергию (поверхностный потенциал терригенных частиц, водяной пар, O_2, CO_2, биомасса растений и животных и т.д.).

Баланс внутриземной энергии складывается, с одной стороны, из энергии радиоактивного распада, поглощения нейтринного потока, энергии приливного трения, гравитационной дифференциации, с другой – из энергии кондуктивного и конвентивного потоков. Если тепловое воздействие радиоактивного распада, по расчетам Г.В. Войткевича [1956], оценивается цифрой $4{,}26 \cdot 10^{20}$ кал/год, то с учетом других приходных статей баланса общая энергия эндогенного происхождения будет характеризоваться вдвое большей величиной.

Однако сравнение приходных и расходных статей баланса внутриземной энергии, произведенное Б.Г. Поляком, П.Н. Кропоткиным и Ф.А. Макаренко [1972], обнаруживает существенный избыток поступления тепловой энергии ($3{,}5 \div 7 \cdot 10^{20}$ кал/год) из-за незначительной величины расходной части, которая представлена кондуктивными и конвективными теплопотерями. Не обнаружив достаточного по мощности "энергоемкого" процесса, способного выравнять этот дисбаланс, авторы, ссылаясь на предположение Хизена, Эдьеда и Иордана, объясняют это несоответствие расширением Земли.

Нам представляется, что идея о расширении объема нашей планеты имеет не только геофизический, но и общегеологический смысл. Расчет баланса возможной генерации внутриземной энергии не может учесть перехода части этой энергии в потенциальную форму масс горных пород, находящихся в неравновесном состоянии в гравитационном поле Земли. Выравнивание этого неравновесного состояния (в частности, пенепленизация) – процесс постоянный и длительный.

Переход части тепловой энергии тектогенеза в гравитационные формы (орогенез) не может быть рассчитан с абсолютной точностью из-за множественности действующих факторов как во времени, так и в пространстве. Однако по объему и качественному составу осадочных пород можно судить о напряженности гравитационной трансформации масс в определенный промежуток времени. Особенно наглядно этот процесс можно наблюдать на примере мезозойско-кайнозойских формаций в пределах участков современного сноса и накопления осадков (молодые горно-складчатые структуры, предгорные и межгорные впадины альпийской зоны тектогенеза).

Если допустить, что в основе деструктуризации (выветривания) горных пород участвует главным образом энергия, полученная в результате инсоляции [Швецов, 1974], то для перемещения масс осадков от областей сноса в бассейн седиментации требуются зат-

раты дополнительной энергии, которая в конечном итоге обусловлена эндогенным фактором, выраженным в тектоненезе.

Нетрудно прийти к выводу, что весь дефицит баланса внутриземной энергии может полностью компенсироваться осадочным процессом, который не учитывается в расходной статье этого баланса. Не исключено, что само присутствие осадочной оболочки на Земле подтверждает тезис о демпферной роли ее в процеосах массо-энергопереноса, обусловленного неравновесной ситуацией поверхности "литосфера-атмосфера".

Изложенные соображения, разумеется, можно принять лишь как рабочую гипотезу, поскольку "энергоемкость" осадочного процесса не изучена по целому ряду причин. Казалось бы, нетрудно подсчитать работу, произведенную перемещением масс терригенного материала в определенный промежуток времени из областей сноса в бассейн седиментации. С большей или меньшей точностью ее можно оценить для отдельного региона, геоструктурного пояса и т.д. Однако эта работа будет отражать лишь затраты кинетической энергии перемещения определенной массы в гравитационном поле. А можно ли учесть величину потенциальной формы энергии, не высвобожденной в данном процессе? Последняя будет слагаться из: 1) поверхностного заряда на диспергированных частицах осадков; 2) энергии межатомных и внутримолекулярных связей в минеральных и органических новообразованиях; 3) потенциальной энергии природных восстановителей, способных к окислению в заданных условиях; 4) потенциальной энергии природных окислителей; 5) энергии соединений, склонных к гидратации, и т.д.

К сожалению, современное исследование не может дать весь этот объем информации об энергетике огромного количества частных систем, что и определяет кажущийся агностицизм в этой отрасли знаний. Однако из этого не следует, что энергетический анализ геологических, в частности, геохимических процессов не имеет перспектив.

Направленность и интенсивность взаимодействия между вещественным составом осадочных пород и газоводными растворами контролируются специфическими особенностями среды (температурой, давлением, составом), а следовательно, и физико-химическими равновесиями карбонатных, сульфидно-сульфатных и силикатных природных систем, многие из которых термодинамически рассчитываемы. Построения различного рода геохимических моделей частных минералообразующих систем оправданны, если исходить из принципа локальных равновесий Д.С. Коржинского [1962], заключающегося в том, что необратимый в целом процесс природного минералообразования можно разбить на ряд элементарных этапов, для которых на определенном участке координат пространство - время выполняются условия термодинамического равновесия.

Если какая-либо химическая система не находится в равновесии, то согласно законам термодинамики она будет подвергаться изменениям, сопровождаемым самопроизвольным освобождением энергии. Эта освободившаяся энергия может быть охарактеризована измене-

нием теплосодержания реакции, или энтальпии (ΔH) – величиной балансовой энергии противонаправленных сил удержания и разрушения связей атомов, групп атомов и ионов. Однако энергия теплового движения частиц реагентов и продуктов реакции при одной и той же температуре неодинакова из-за изменения характера колебательного движения при увеличении или уменьшении их степеней свобод.

Внесение поправки ($\Delta H - \Delta ST$) на приращение энтропии (ΔS) – меры неупорядоченности движения частиц – позволяет определить эффективную энергию (ΔF), выделяющуюся в процессе приведения системы в равновесие при постоянном давлении. Эта энергия названа Гиббсом "свободной энергией" ("изобарно-изотермический потенциал", по термодинамической терминологии). Изменение ΔF характеризует максимальную полезную работу реакции. Если ΔF реакции – величина отрицательная, то процесс идет самопроизвольно, т.е. продукты реакции представляют собой более устойчивые фазы по сравнению с реагентами.

В случае положительной величины ΔF для осуществления реакции в заданном направлении необходимо приложение извне компенсирующего количества энергии.

Для любой реакции

$$A + B = C + D$$

между изменением свободной энергии и активностями реагентов существует зависимость

$$F_p = F_p^0 + RT\ln \frac{a_C \cdot a_D}{a_A \cdot a_B},$$

где ΔF_p^0 – изменение стандартной свободной энергии реакции; R – универсальная газовая постоянная; T – абсолютная температура; a – активность отдельного компонента. Для равновесной системы изменение свободной энергии реакции равно нулю, следовательно,

$\Delta F^0 = -RT\ln \frac{a_C \cdot a_D}{a_A \cdot a_B}$, или ΔF^0 реакции $= -RT\ln K$, где K – константа равновесия.

Поскольку существенную часть осадочного процесса составляют минералообразование и минералоразрушение, происходящие в газоводных растворах, то анализ свободных энергий в реакциях минерал–раствор представляет собой мощное средство для интерпретации как отдельных этапов этого процесса, так и всей его направленности.

Но, к сожалению, данные о стандартной свободной энергии образования известны по ограниченному кругу минералов, главным образом окислам, хлоридам, сульфидам, сульфатам, карбонатам – сравнительно простым соединениям с постоянным составом. Величины ΔF^0 образования ($\Delta F^0_{обр}$) соединений с переменным составом (например, с изоморфным замещением катионов) зачастую весьма сомнительны. Совершенно отсутствуют данные о $\Delta F^0_{обр}$ большинства сложных силикатов. В этом состоит одно из существенных ограни-

чений метода энергетического подхода к химизму осадочного процесса.

Как уже упоминалось, ассоциация или диссоциация, т.е. образование твердых кристаллических соединений или разрушение их на ионы (комплексы), возможна лишь тогда, когда разность свободных энергий образования реагентов и продуктов реакции не равна нулю. Поскольку энергия не появляется сама по себе и не исчезает бесследно, для возникновения неравновесной ситуации требуется приложение внешней силы (энергии), не связанной с данной системой.

Другими словами, чтобы вызвать максимально неравновесную ситуацию, например, между галитом и раствором, нужно из последнего удалить ионы Na^+ и Cl^-.

Если же $a_{Na^+} = a_{Cl^-} = 1$, то в реакции $NaCl = Na^+ + Cl^-$ при $\Delta F^0_{обр}$ $NaCl = -91{,}78$, $\Delta F^0_{обр}$ $Na^+ = 62{,}59$, $\Delta F^0_{обр}$ $Cl^- = -31{,}35$ ккал/моль изменение стандартной свободной энергии реакции составит

$$\Delta F^0_p = [(-62{,}59) + (-31{,}35)] - (-91{,}78) = -2{,}16 \text{ ккал } (t = 25^\circ C).$$

Нетрудно заметить, что при меньших активностях Na^+ и Cl^- (например, 10^{-5}) изменение свободной энергии реакции намного увеличится по абсолютной величине, если учесть, что

$$\Delta F_p = \Delta F^0_p + RT \ln \frac{a_{Na^+} \; a_{Cl^-}}{a_{NaCl}};$$

$$\Delta F_p = -2{,}16 + 1{,}364 \lg \frac{10^{-5} \cdot 10^{-5}}{1} = -15{,}80 \text{ ккал } (t = 25^\circ C).$$

В приведенном примере проявление внешней энергии, вызвавшей неравновесную ситуацию, как будто скрыто, если не учитывать тот факт, что удаление Cl^- и Na^+ из равновесного с галитом раствора (дистилляция) требует значительных затрат энергии.

Воздействие солнечного излучения на поверхностные водоемы выражается в переводе воды в пар, который, конденсируясь, выделяет часть трансформированной энергии Солнца. Другая же часть представляет собой скрытую (химическую) энергию соединения H_2O, которая впоследствии проявляет свою активность в реакциях с водорастворимыми минералами.

Таким образом, пресные воды зоны гипергенеза, являясь своеобразными носителями энергии Солнца, представляют собой мощный агент химического разрушения минерального состава пород. Эта сторона энергетики осадочного процесса наиболее детально изучена гидрогеохимиками. Даже не рассчитывая термодинамику растворения галита, ангидрита и кальцита, можно заранее сказать, что взаимодействие дистиллированной воды с NaCl энергетически выгоднее, чем с $CaSO_4$ и $CaCO_3$. Численно это взаимодействие характеризуется табл. 1.

В первую очередь в гипергенных условиях выщелачиваются хлориды, затем – сульфаты, карбонаты и т.д., что подтверждается уве-

Таблица 1

Изменение стандартной свободной энергии реакций растворения и произведения растворимости (ПР) соединений

Реакция	ΔF_p^0, ккал $t = 25^oC$	ПР
$NaCl = Na^+ + Cl^-$	-2,16	$10^{+1,59}$
$CaSO_4 = Ca^{2+} + SO_4^{2-}$	+2,94	$10^{-2,16}$
$CaCO_3 = Ca^{2+} + CO_3^{2-}$	+11,38	$10^{-8,37}$
$BaSO_4 = Ba^{2+} + SO_4^{2-}$	+12,06	$10^{-8,86}$
$Fe(OH)_3 = Fe^{3+} + 3OH^-$	+53,30	$10^{-39,1}$

личением "положительности" ΔF^0 реакций растворения. Выпадение твердой фазы (минералообразование) происходит в другом порядке, что хорошо исследовано при инсоляционном концентрировании морской воды [Валяшко, 1962].

Другим важным энергетическим агентом, действующим в зоне гипергенеза и собственно определяющим ее мощность, является кислород подземных вод. Выработанный в результате процессов фотосинтеза кислород, так же как и пресная вода, несет в себе потенциал солнечной энергии. Инфильтруясь вместе с атмосферными осадками по водоносным горизонтам, кислород ведет себя инертно, пока не сталкивается с природными восстановителями – ОВ, сероводородом, сульфидами, S, ионами элементов с переменной валентностью (Fe^{2+}, Cu^+ и др.). Окисление природных восстановителей, как правило, происходит со значительным высвобождением энергии.

Иногда эта избыточная энергия не компенсируется сопутствующими процессами, поглощающими ее, тогда химическая энергия реакции окисления переходит в тепловую и возникают термические аномалии.

Такова аномалия Янгантау на востоке Башкирии, где окислению подвергаются битуминозные мергели с содержанием ОВ 2,2–14,8%. Температура в очаге аномалии на глубине 90 м достигает 400°С, а тепловой поток, рассчитанный по выходу термальных газов [Пилипенко, 1966], составляет 31 ккал/с.

Термические аномалии известны на угольных месторождениях, например на фан-Ягнобе в Зеравшанской долине, в Кузнецком бассейне [Тимофеев, Щербаков, 1979]. Весьма примечательны термические аномалии, возникающие при окислении сульфидов. Такова аномалия Северного Криворожья (р.Желтая), приуроченная к карстовым полостям, которые содержат битумно-сульфидные кольматации [Щербаков, 1968]. Здесь в очаге окисления на глубинах около

100–200 м температура достигает 360°С, хотя глубже на 1000-метровой отметке, она не превышает 20–26°С.

Большинство окислительных реакций отличается крайне высокими выходами свободных энергий. Не имея возможности точно вычислить ΔF_p кислорода с природным ОВ из-за сложности состава последнего, рассмотрим аналогичные реакции с рядом распространенных сульфидов:

1) $FeS_2 + 2H_2O + 3O_2 = Fe^{2+} + 2SO_4^{2-} + 4H^+$,

2) $FeS + 2H_2O + O_2 = Fe^{2+} + SO_4^{2-} + 4H^+$,

3) $ZnS + 2H_2O + O_2 = Zn^{2+} + SO_4^{2-} + 4H^+$,

4) $CdS + 2H_2O + O_2 = Cd^{2+} + SO_4^{2-} + 4H^+$,

5) $PbS + 2H_2O + O_2 = Pb^{2+} + SO_4^{2-} + 4H^+$,

6) $HgS + 2H_2O + O_2 = Hg^{2+} + SO_4^{2-} + 4H^+$.

Величины стандартных свободных энергий реакций распределяются в следующем порядке: $\Delta F^0_{p1} = -225{,}6$; $\Delta F^0_{p2} = -60{,}94$; $\Delta F^0_{p3} = -51{,}74$; $\Delta F^0_{p4} = -48{,}94$; $\Delta F^0_{p5} = -47{,}42$; $\Delta F^0_{p6} = -12{,}91$ ккал.

Приведенный ряд величин стандартных свободных энергий показывает, что при прочих равных условиях окисление пирита сопровождается максимальным выделением энергии. Но из этого не следует, что пирит окисляется легче, чем другие сульфиды.

Изменение свободной энергии представляет собой лишь потенциал между начальной и конечной стадиями процесса, и чтобы реакция реализовалась, в промежуточной стадии часто требуется дополнительная затрата энергии. Так, в реакции окисления пирита такое

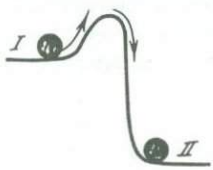


Рис. 1. Схема изменения потенциальной энергии

"перенапряжение" необходимо для разрыва связей в соединении FeS_2. М.Ф.Стащук [1968] иллюстрирует подобный процесс схемой движения шарика по горбообразной кривой (рис. 1). Работа подъема шарика с уровня I на бугор будет возмещена с избытком при скатывании его на уровень II. Эта компенсация, однако, совсем не исключает того, что предварительно нужно все-таки затратить определенную работу на подъем шарика.

Таким образом, чтобы реализовать любую реакцию, требуется своеобразный "инициатор". В реакциях окисления сульфидов такую

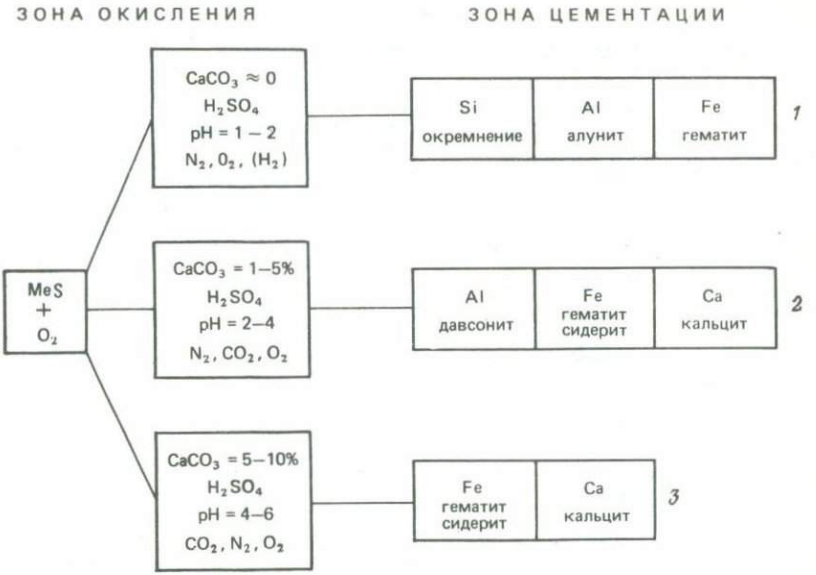


Рис. 2. Геохимическая модель гипергенного окисления сульфидов в туфах, песчаниках и аргиллитах Закарпатской впадины
Районы: 1 – Мужеево, 2 – Вышково, 3 – Квасы

роль часто играет ОВ, а в качестве катализаторов выступают биологические формы – разного рода окисляющие бактерии.

Как отмечалось выше, реакции кислорода с природными восстановителями дают большой энергетический выход. Авторами изучались минералообразовательные следствия этих взаимодействий на примере Закарпатской впадины. Сравнительная молодость тектоники и преобладание проницаемых вулканогенно-осадочных пород являются причиной глубокого (до 1 км и более) проникновения кислородных вод из области питания (Карпаты) в глубь депрессии. В местах контакта этих вод с сульфидными скоплениями начинаются окислительные реакции, в результате чего образуются сернокислые растворы с pH 1–2 (табл. 2). Растворы окисления содержат в значительных количествах Fe^{3+}, Al^{3+}, SiO_2, а также Pb^{2+}, Zn^{2+}, Cu^{2+} (до нескольких десятков миллиграммов на литр). Если Fe и тяжелые металлы выносятся главным образом из сульфидов, то Al^{3+} и SiO_2 являются продуктами разложения породообразующих минералов. Нетрудно видеть, что последствия сернокислотного выщелачивания в полной мере сравнимы с гидротермальной переработкой пород. Отсюда напрашивается простой вывод, что энергетические эффекты этих двух процессов сопоставимы, хотя в одном случае источником энергии является тепло гидротерм, а в другом – химическая энергия сернокислых растворов (энергия окисления).

Таблица

Химический состав растворов окисления сульфидного место-

pH	Eh, мВ	Содержание компонентов, мг/л / ммоль/л		
		Fe^{2+}	Fe^{3+}	Al^{3+}
1,05	+595	664 11,9	1032 18,5	723 26,8
2,35	+625	61 1,1	100 1,8	239 8,8
1,85	+665	335 6,0	4143 74,0	2568 95,1
1,80	+690	335 6,0	5189 92,7	3268 121,0

За пределами очага окисления сульфидов начинается постепенная или резкая нейтрализация сернокислых растворов, отмечаемая своеобразным минералообразованием (рис. 2). Если в породах, окружающих очаг окисления, отсутствуют карбонаты, зона цементации представлена поясами окремнения, алунитизации и ожелезнения (Мужеевское месторождение). В слабокарбонатизированных породах пояс окремнения либо отсутствует, либо представлен рассредоточенными пятнами. Al фиксируется в виде сложного карбоната – давсонита, Fe выпадает в виде гематита и сидерита; появляется зона вторичной карбонатизации (Вышково).

В породах, обогащенных карбонатами, выноса Si и Al практически не происходит. Этот наиболее распространенный случай наблюдается повсеместно. Характерным индикатором этого типа сернокислотного воздействия на породы являются выходы минеральных углекислых вод.

Примечательно, что реакции окисления сульфидов – не единственный источник энергии подобного рода процессов. Окисление пирита вызывает как бы цепную реакцию взаимодействий с выходом избыточной энергии. Вот некоторые из них:

1) $FeS_2 + 2H_2O + 3O_2 = Fe^{2+} + 2SO_4^{2-} + 4H^+$, $\Delta F_p^0 = -225{,}6$ ккал;

2) $2SiO_2$ (стекло) $+ 4H^+ + O_2 = H_4SiO_4$, $\Delta F_p^0 = -109{,}4$ ккал;

3) $2Fe^{2+} + H_2O + O_2 = Fe_2O_3$, $\Delta F_p^0 = -79{,}81$ ккал.

рождения (Мужеево, 1976 г., аналитик Н.И. Автандилова)

Содержание компонентов, $\frac{мг/л}{ммоль/л}$				
Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	SiO_2
300	261	48	7539	59
7,5	10,9	1,3	78,5	
120	91	28	1765	35
3,0	3,8	0,8	18,4	
240	705	43	18694	89
6,0	29,4	1,2	194,7	
200	389	61	18217	68
5,0	16,2	1,7	189,8	

Как противовес накоплению энергии в системе на некотором удалении от очага окисления протекают энергоемкие минералообразовательные реакции (окремнение, ожелезнение, карбонатизация и т.д.).

Кислород как потенциальный источник энергии может проявлять свои свойства на значительном интервале глубин. Как показывает схема распространения кислородных вод (рис. 3 см. вкл.), зона окислительных процессов захватывает в среднем глубины до 300-500 м, а в таких артезианских бассейнах, как Приташкентский, Иртышский, Амурский, Закарпатский, - до 1000 м и более.

Как бы парадоксально это ни выглядело, реакции окисления кислородом подземных вод природных восстановителей в породах являются инициаторами весьма энергоемкого процесса - восстановления сульфата до сероводорода. Известно, что процесс десульфатизации, условно записываемый как $SO_4^{2-} + 2C_{орг} = 2CO_2 + S^{2-}$, в нормальных условиях не происходит без участия сульфатредуцирующих бактерий. Но, так как бактерии не могут быть источником энергии, единственно возможным инициатором данного процесса следует считать окислительные реакции.

Региональными газогидрогеохимическими исследованиями установлено, что глубже зоны кислородных вод, как правило, располагается зона сероводорода [Щербаков и др., 1974]. Особенно четко эта закономерность проявляется на платформах, а также в молодых межгорных и предгорных впадинах.

Сопряженность процессов окисления кислородом природных восстановителей и восстановления сульфата до сульфида может быть проиллюстрирована двумя примерами.

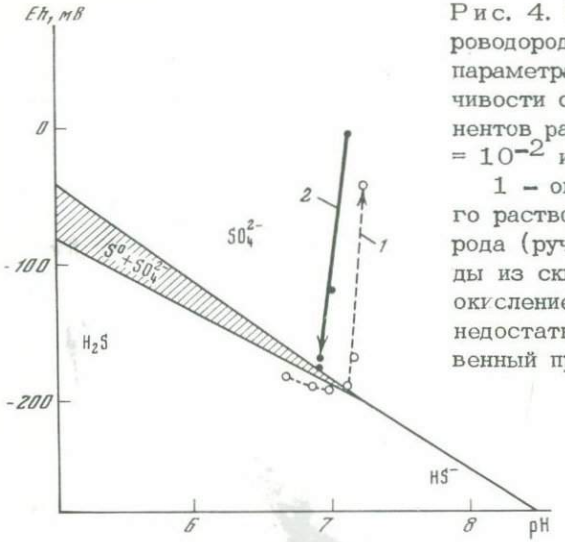


Рис. 4. Кинетика окисления сероводорода и элементарной S в параметрах Eh–pH (поля устойчивости серосодержащих компонентов рассчитаны для $\Sigma S = 10^{-2}$ и $t = 25^{\circ}C$)

1 – окисление сероводородного раствора при избытке кислорода (ручей сероводородной воды из скв. 4, Немиров); 2 – окисление элементарной S при недостатке кислорода (искусственный препарат)

Известно, что практически на всех обводненных месторождениях S в Предкарпатье наблюдается современное сероводородообразование.

Более того, установлено, что сероводород появляется в водах, поступающих с поверхности и несущих кислород, только тогда, когда эти воды проникают непосредственно в серосодержащие породы. В сульфатно-карбонатных породах, обрамляющих рудные залежи, сероводорода нет, несмотря на то что условия для протекания реакции десульфатизации (сульфат, ОВ) имеются. Отсюда следует, что необходимая для этой реакции восстановительная среда и некоторый энергетический потенциал подготавливаются предварительными реакциями окисления элементарной S (разумеется, при каталитическом влиянии сероокисляющих бактерий).

Такой процесс был смоделирован в искусственных условиях. Образец свежеосажденной из сероводородного источника S (Яворовское месторождение) после отмывки и просушки при нормальной температуре был помещен в дистиллированную воду, смешанную с порошком гипсово-карбонатной породы из того же месторождения. Затем в течение недели производились замеры Eh-потенциала и pH этой смеси при ограниченном доступе кислорода воздуха (табл. 3).

На третьи сутки Eh-потенциал смеси понизился до –180 мВ, появился резкий запах сероводорода, что свидетельствовало о начале процесса сульфат-редукции, но затем Eh-потенциал снова стал расти и достиг величины +80 мВ.

В контрольной пробе гипсово-карбонатной суспензии без S к концу недели лишь незначительно понизился Eh-потенциал (+220 мВ) при pH = 7,9.

Изменение Eh-потенциалов во времени иллюстрирует кинетику

Таблица 3

Изменение Eh–pH-характеристик искусственной смеси $S^0 - CaSO_4 - CaCO_3 - H_2O$

Время, ч	pH	E, мВ	Время, ч	pH	E, мВ
0	8,2	+320	69	6,9	-180*
6	7,5	+160	79	7,0	-175*
21	7,3	+90	93	7,2	-120*
32	7,2	-10	165	7,5	+80
45	7,0	-120			
55	6,9	-175			

* Резкий запах H_2S.

окисления S в выбранных условиях. Если бы поддерживался постоянный подток кислорода к смеси, то, очевидно, уровень Eh = = -180 мВ был бы неизменен до тех пор, пока бы вся S не окислилась.

Предельные величины Eh–pH-параметров (-180 мВ; 6,9) хорошо совпали с расчетными данными, характеризующими поле устойчивости S^0 при сумме серосодержащих компонентов -10^{-2} моль (рис. 4).

Примечательно, что ход кривой окисления S кислородной водой в координатах Eh–pH практически совпадает с ходом кривой окисления сероводорода в сероводородном ручье Немировского месторождения. Разница наблюдается лишь в направленности кривых. Если окисление S происходило на фоне уменьшения парциального давления кислорода, то в ручье, наоборот, расходовался сероводород, в результате чего сначала высаживалась элементарная S, затем – гипс (см. рис. 4).

Приведем другой пример влияния энергетики окислительных реакций на сульфат-редукцию. В новейших отложениях прибрежной части Юго-Восточного Каспия нередко встречаются сероводородные поровые растворы, свидетельствующие о современной биогенной десульфатизации. Однако это явление неповсеместно и не может сравниться с региональным сероводородным заражением осадков Черного моря. Детальные исследования показали, что при монотонности минерального состава осадков побережья Юго-Восточного Каспия и солевого состава поровых растворов существенные различия наблюдаются в количестве и качестве ОВ, отлагающегося в прибрежной зоне.

Замечено, что сульфат-редукция не происходит в осадках, не имеющих видимых органических остатков, либо в осадках со значительным содержанием ОВ растительного происхождения (побережья открытого моря). Наиболее активна сульфат-редукция в осадках

мелководных заливов, где скапливается органический материал животного происхождения. Здесь при участии гнилостных бактерий и кислорода морской воды происходит быстрое разложение и окисление белковых соединений, что, по-видимому, и служит "детонатором" процесса сульфат-редукции. В заливах участка Хелес верхний слой (до 2 м) песчаных осадков содержит поровые растворы с концентрацией $\Sigma(H_2S + HS^-)$ свыше 100 мг/л. Следует отметить, что сероводородный слой нередко начинается в нескольких сантиметрах от поверхности дна.

В отличие от этого окисление растительных остатков происходит медленнее, с более низким энергетическим выходом, который, очевидно, недостаточен для инициации процесса сульфат-редукции. Так, на участке Окарем-Камышлджа (Юго-Западная Туркмения) в 2-метровом разрезе современных песчано-алевритовых осадков встречается множество прослоев полуобугленных остатков морской травы, однако, несмотря на обилие ОВ, сероводород в поровых растворах не обнаружен.

Приведенные выше примеры не исключают влияния других источников энергии на активизацию и ход реакции сероводородообразования. Хорошо известно, что биогенная сульфат-редукция наиболее эффективно происходит при температуре выше 35-40°С, но ниже 80-90°С, т.е. верхнего температурного предела обитания бактериальных форм. Этот факт, несомненно, говорит о влиянии теплового источника энергии на процесс сульфат-редукции. Более того, при температурах выше 150-200°С происходит абиогенное восстановление сульфатов, однако есть все основания предполагать, что и здесь сульфат-редукции предшествует окисление ОВ кислородом воды.

Внимание, которое уделено нами процессу образования сероводорода, не случайно. Кислород как потенциальный источник энергии в верхних частях осадочной толщи на глубине заменяется другим активным газом, который в той же мере можно рассматривать в качестве источника энергии.

Если энергетическая напряженность частной окислительно-восстановительной системы характеризуется Eh-потенциалом

$$Eh = E^0 + \frac{RT}{nF} \ln \frac{(\text{окислительное состояние})}{(\text{восстановленное состояние})},$$

где E^0 – стандартный потенциал полуэлемента; R – газовая постоянная; T – абсолютная температура; n – число обменных электронов; F – число фарадея, то в энергетике зон гипергенеза и диагенеза главенствующую роль играет потенциал, определяемый соотношением масс окислителя (кислорода, окислов) и восстановителя (сероводорода, сульфидов). Образование здесь более мощных восстановителей, таких, как H, маловероятно, поэтому при прочих равных термобарических условиях направление и интенсивность процессов формирования и разрушения вещества будут в значительной мере контролироваться именно этим потенциалом. (Разумеется,

это касается сугубо химической энергетики процессов и не затрагивает механической, гелиогенной и других форм энергии).

Убедительным подтверждением сказанному может служить эмпирическая закономерность, полученная при изучении окислительно-восстановительных условий прибрежных осадков Каспия. Измерение Eh -потенциалов в придонной морской воде и в поровом растворе осадка на глубине 1 м от дна показало, что для сходных литолого-гидрохимических условий восстановительный потенциал в осадке тем больше по абсолютной величине, чем выше окислительность (аэрированность) морской воды. Окислительно-восстановительные и обменные реакции на контакте осадка с придонными растворами в так называемом деятельном слое вызывают первичную метаморфизацию водной и газовой составляющих осадка. Образование углекислого газа резко понижает pH от 8,5-8,8 до 7,1-7,3.

В этих условиях становится подвижным ион закисного Fe, переходящий в раствор главным образом из обменного комплекса илов. Обменные реакции между Na^+ растворов и Ca^{2+} илов приводят к обогащению последним порового раствора.

С появлением сероводорода в деятельном слое, которое сопровождается еще большим выделением углекислого газа, происходит фиксация Fe в форме сульфида, тогда как Ca^{2+} остается в подвижной форме. Так, уже в начальный период диагенеза начинается сепарация щелочноземельных элементов и элементов, осаждаемых сероводородом.

Если в дальнейшем после "выработки" активного ОВ деятельный слой попадает в окислительные условия, эта сепарация четко выражена составом аутигенных минералов - лимонитизацией в зоне, где ранее происходило интенсивное сероводородообразование, и карбонатизацией по ее периферии.

Энергетика зоны катагенеза в значительной мере определена предыдущим развитием бассейна осадконакопления. Обильное захоронение ОВ в седиментационном бассейне способствует более глубокой переработке минерального и газоводного материала осадков. Катагенез таких осадков, происходящий под действием высоких температур и давлений, сопровождается отжатием из глин прочносвязанной воды, а также жидких и газовых ОВ - продуктов окислительного расщепления на стадии диагенеза и своеобразного катагенетического синтеза в глубинных условиях.

Структурное упорядочение глинистых минералов, конденсация диспергированных частиц, дегидратация и продолжающиеся процессы окисления компонентов первичной нефти вне доступа свободного кислорода являются результатом воздействия новых энергетических факторов, доминирующих на этой стадии. Будучи параметрами состояния, температура и давление отражают суммарный энергетический потенциал, создаваемый различными источниками. Рассмотрение происхождения этих источников энергии не имеет, по-видимому, глубокого смысла, поскольку в зоне катагенеза реализуются потенциальные формы энергии как экзогенного, так и эндогенного

происхождения. Например, тонкодисперсный обломок магматической породы несет в кристаллической решетке определенный запас эндогенной энергии, тогда как поверхностный его заряд обусловлен экзогенным фактором.

Высвобождение заряда поверхностной энергии при гидратации пород и конденсации тонкодисперсных частиц имеет максимальный эффект при катагенетическом уплотнении глинистых толщ. По данным П.Ф. Швецова [1966], запас поверхностной энергии 1 $м^3$ неуплотненной породы, состоящей из гидромусковита, составляет $1,2 \cdot 10^3$ ккал. По его мнению, уплотнением можно объяснить аномальный температурный режим зон развития майкопских глин в Предкавказье и некоторых других сходных участках земной коры.

Проблема энергетики осадочного процесса находится в тесном контакте с гидрогеохимическими аспектами, рассматривающими взаимосвязь между газоводными растворами и твердой фазой вмещающих пород. Газоводные растворы представляют собой активный проводник энергии, являясь связующим звеном между неподвижными фазами. Благодаря им осадочная оболочка Земли существует как единая химическая мегасистема, равновесная в целом, но неравновесная внутри составляющих ее локальных систем. Эта локальная неравновесность находит выражение в том, что называют эволюцией вещественного состава осадков, горных пород и газоводных растворов.

Под эволюцией вещественного состава понимается массо-энергоперенос в пределах верхней части земной коры, который обусловлен возмущающим воздействием внешних (по отношению к данной системе) источников энергии.

Взаимосвязанность экзогенных и эндогенных источников энергии особенно проявлена в зоне гипергенеза. Здесь также максимально выражен переход кинетической формы энергии в потенциальную и наоборот.

В верхней части осадочной оболочки (300–1000 м), доступной для проникновения атмосферных газов, одним из важнейших источников энергии является масса вещества, способного окисляться кислородом. В случае стационарности гравитационного и теплового полей окислительно-восстановительные реакции кислорода с природными восстановителями обеспечивают энергией процессы минералоразрушения и минералообразования, контролируют миграцию и перераспределение элементов.

С глубиной в зонах глубокого катагенеза и метагенеза осадков влияние этого фактора становится незначительным, но в условиях высокой напряженности теплового и гравитационного полей источником энергии выступает сама масса вещества, а неравновесность, приводящая к преобразованию горных пород, возникает под влиянием уже не внешних, а внутренних факторов (структурная перестройка минералов, дегидратация, перекристаллизация и т.д.).

Литература

Атлас теплового баланса подстилающей поверхности. Л.: Гидрометеоиздат, 1962.

Белов Н.В. Геохимические аккумуляторы. – Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР, 1952, вып. 7.

Валяшко М.Г. О роли морской воды в формировании химического состава природных вод осадочной толщи. – Геохимия, 1962, № 2.

Вернадский В.И. Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 4.

Войткевич Г.В. Радиогеология и ее значение в познании истории Земли. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1956.

Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968.

Коржинский Д.С. Преувеличение роли солнечной энергии в энергетике земной коры. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 1.

Коржинский Д.С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. – Геол. руд. месторожд., 1962, № 5.

Кропоткин П.Н. Основные проблемы энергетики тектонических процессов.– Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.

Лебедев В.И. О природе экзотермических эффектов каолина. – ДАН СССР, 1953, т. 89, № 2.

Лебедев В.И. О возможности поглощения солнечной энергии кристаллическим веществом Земли. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4.

Львович М.И. Круговорот воды и водные ресурсы. – В кн.: Круговорот воды. М.: Знание, 1966.

Пилипенко Г.Ф. Геотермический режим и ресурсы термальных газов горы Янгантау и Башкирии. – В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М.: Наука, 1966.

Поляк Б.Г., Кропоткин П.Н., Макаренко Ф.А. Основные проблемы геоэнергетики. – В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972.

Пустовалов Л.В. Вторичные изменения осадочных пород и их геологическое значение. – Тр./ГИН АН СССР, 1956, вып. 5.

Сауков А.А. Геохимия. М.: Наука, 1966.

Стащук М.Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968.

Тимофеев П.П., Щербаков А.В. Проблема гидрогеохимии литогенеза. – Литол. и полез. ископ., 1972, № 2.

Тимофеев П.П., Щербаков А.В. Энергетические аспекты осадочного процесса. – ДАН СССР, 1978, т. 242, № 5.

Тимофеев П.П., Щербаков А.В. Проблема энергетики осадочного процесса. – Литол. и полезн. ископ., 1979, № 1.

Ферсман А.Е. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 3.

Ферхуген Дж. Распределение температур и тепловой поток при региональном метаморфизме. – В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Швецов П.Ф. Геотермические условия мезокайнозойских нефтеносных бассейнов. М.: Наука, 1974.

Щербаков А.В. Геохимия термальных вод. М.: Наука, 1968.

УДК 552.5+552.4

О.М. РОЗЕН

АССОЦИАЦИИ ПЕРВИЧНО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ И ТИПИЗАЦИЯ УСЛОВИЙ ИХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ

Кристаллические комплексы докембрийских щитов в значительной части сложены глубокометаморфизованными седиментогенными породами. Условия образования исходных отложений обычно удается установить лишь для отдельных разновидностей пород по тем или иным, нередко единичным сохранившимся признакам. Метаморфизм скрывает исходные черты минерального состава осадочных пород. Теряются изначальные текстурные, структурные и минеральные признаки, столь отчетливо разделявшие до начала метаморфизма генетические типы петрохимически сходных осадочных пород, а также вулканогенно-осадочных и магматических пород.

Интенсивные исследования осадочных пород докембрия начались у нас в стране пятнадцать лет назад и с тех пор приобрели всесторонний, комплексный, точнее, системный характер [Сидоренко, 1963, 1976]. К настоящему времени среди докембрийских кристаллических комплексов установлены большие массы осадочных пород, выявлены отдельные характерные особенности их геологии, геохимии, метаморфизма и металлогении [Проблемы..., 1975], большой материал накоплен и синтезирован по корам выветривания [Докембрийские..., 1975], терригенным [Терригенные..., 1977; Литология..., 1977] и карбонатным [Карбонатное..., 1978] породам среди древнейших комплексов. Одной из главных целей всех этих исследований является реконструкция палеогеологических условий формирования осадка.

В качестве исходной посылки для такой реконструкции были использованы естественные, наиболее часто наблюдаемые ассоциации седиментогенных метаморфических пород в характерных по своему строению регионах кристаллических щитов. Существующие методы реконструкции исходного облика осадка на основе условных параметров и двумерных диаграмм по существу непригодны, так как они построены на химических данных для таких пород, в классификации большинства которых (а именно всех терригенных) химизм не является определяющим параметром. Для унификации петрохимических данных по первично-осадочным породам и получения представления об исходном минеральном составе в данной работе использован метод литохимического пересчета химических анализов осадочных пород [Розен, 1975б].

В основе расчета лежит распределение глинозема между глинистыми минералами, в том числе хлоритами, и полевыми шпатами. Последовательность операций унифицирована. Примеры состава: калиевый гидроалюмосиликат (гидрослюда) – $2K_2O \cdot MgO \cdot 6{,}5Al_2O_3 \cdot 16SiO_2 \cdot 5H_2O$;

натриевый гидроалюмосиликат (монтмориллонит) – $Na_2O \cdot 2MgO \cdot 5Al_2O_3 \cdot 24SiO_2 \cdot 6H_2O$; хлорит – $k_1MgO \cdot k_2FeO \cdot k_3Al_2O_3 \cdot (\approx 2)H_2O$ на основе идеализированной формулы $X_4^{2+} \cdot Y_2^{3+} \cdot Z_4O_{10}(OH)_8$.

Коэффициенты $k_1 - k_2$ определяются как функции коэффициента железистости хлорита, который принят равным коэффициенту железистости породы [Розен, 1976]. Применение такого пересчета оправданно при условии сохранения валового состава породы при метаморфизме [Розен, 1975а]. Сопоставление результатов расчета и реальных минеральных составов осадочных отложений обнаруживает удовлетворительное соответствие. Рассчитываемый минеральный состав (набор минералов) отражает наиболее часто встречающуюся комбинацию петрогенных окислов или форму их реализации. Например, в расчете принято, что избыточный глинозем реализуется в форме $Al_2O \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ – каолинита, хотя реально алюмосиликат этого состава может быть представлен различно. Ассоциация минералов в целом близко соответствует условиям регионального эпигенеза [Коссовская, Шутов, 1971; Коссовская, Дриц, 1975; Шутов, 1975].

Для кристаллических комплексов архея с датировками древнее 2,4–2,6 млрд. лет, слагающих определенные метаморфические провинции, был рассчитан первичный дометаморфический минеральный состав пород и интерпретирован на основе диаграммы "кремнекислотность – исходный минеральный состав" [Розен, 1975б]. При этом в исходных отложениях удается выявить достаточно характерные естественные ассоциации пород.

Среди большого разнообразия метаморфических комплексов в различных регионах щитов целесообразно выделять серии метаморфических пород по характерному и универсальному для разных степеней метаморфизма признаку – особенности петрохимии. Широко распространенные и наиболее отчетливо индивидуализированные ассоциации можно сгруппировать в следующие серии (или группы серий): 1 – высокоглиноземистая, для которой характерно присутствие отдельных прослоев высокоглиноземистых пород, повышенная глиноземистость преобладающих в разрезе "фоновых" пород, присутствие существенно кварцевых и железистых прослоев; 2 – железомагнезиальная, все алюмосиликатные породы которой обладают относительно повышенными содержаниями Fe и Mg, причем по ассоциации с железистыми кварцитами может быть выделен железистый подтип, а по ассоциации с седиментогенными ультрамафитами – магнезиальный подтип; 3 – известковая, характеризуется повышенным содержанием Ca, нередко вместе с Mg, широким распространением мраморов и сопровождающих их смешанных известково– и магнезиально–силикатных пород (табл. 1).

Результаты расчета составов крайних и промежуточных членов серий нанесены на предложенную ранее диаграмму в координатах кремнекислотность – минеральный состав осадочной породы (рисунок, I). Такая диаграмма позволяет сопоставлять минеральные составы самых раз-

Таблица 1

Главные петрохимические серии метаморфических пород докембрия и вероятные ассоциации их исходных пород

Серия, петрохимический тип ассоциаций седиментогенных метаморфических пород			
Высокоглиноземистая	Железо-магнезиальная		Известковая
	Железистый	Магнезиальный	
Характерные признаки в метаморфических комплексах			
Повышенная глиноземистость преобладающих в разрезе (фоновых) пород Обычно преобладание в окислах K над Na Присутствие прослоев высокоглиноземистых пород Наличие прослоев кварцевых (первично-обломочных) и собственно железистых пород Отсутствие или незначительное распространение промежуточных пород между алюмосиликатными и карбонатными и высокоглиноземистыми	Повышенное содержание Fe и Mg в большинстве алюмосиликатных фоновых пород Преобладание в окислах K над Na только в высокоглиноземистых породах, во всех остальных обычно Na преобладает над K Отсутствие или незначительная роль переходных (смешанных) пород от алюмосиликатных к карбонатным и от кремнистых к алюмосиликатным Часто широкое распространение кремнисто-железистых пород	Присутствие и иногда широкое распространение прослоев высокомагнезиальных (ультрамафитовых) первично-осадочных пород	Повышенное содержание Ca, нередко вместе с Mg в большинстве преобладающих в разрезе (фоновых) алюмосиликатных пород Обычно преобладание в окислах Na над K Частое присутствие среди летучих компонентов SO_3 и Cl в скаполитах, иногда присутствие ангидрита в породах Повсеместное присутствие мраморов и кальцифиров Широкое распространение "смешанных" известково- и магнезиально-силикатных пород, промежуточных между карбонатными и алюмосиликатными породами Отсутствие или незначительная роль существенно кварцевых и железистых прослоев
Примеры			
Коры выветривания в протерозое Карелии и в основании криворожской серии Украины, метаморфизм в зеленосланцевой фации Кейвский комплекс Кольского полуострова, амфиболитовая фация метаморфизма Тепторгинская серия Байкальской горной области, зеленосланцевая фация Высокоглиноземистые породы Алдана, гранулитовая фация метаморфизма	Зеленокаменные пояса Канадского щита, зеленосланцевая и амфиболитовая фация Комплекс Льюизиан в Шотландии, гранулитовая фация	Комплекс древних гнейсов, основание системы Свазиленд в Южной Африке, амфиболитовая фация Комплекс Джонс-Крик в Йилгарнском древнем блоке Западной Австралии, амфиболитовая фация	Серия Гренвилл в Канаде, амфиболитовая фация Комплекс Усимаа в Южной финляндии, гранулитовая фация
Ассоциации типоморфных исходных осадков и особенности характерных сопровождающих их пород			
Кварцевые песчаники и алевролиты Каолинитовые и каолинитсодержащие глины Железистые (гетитовые) породы Высокоглиноземистые (гиббситовые) породы	Полимиктовые песчаники и алевролиты типа граувакк, иногда аркозов и песчаные (алевритовые) глины с хлоритом и примесью карбоната Слои известняков Слои железистых кварцитов Наиболее характерны базальтоидные и андезитоидные вулканиты, а также дациты	Полимиктовые песчаники и алевролиты типа граувакк, иногда аркозов, песчаные (алевритовые) глины с хлоритом и примесью карбоната Слои серпентинитовых песчаников Слои известняков Наиболее характерны базальтоидные и коматитовые вулканиты В области питания вероятны ультрамафиты, часто плагиогранитоиды	Смешанные карбонатно-глинистые хлорит-гидрослюдистые отложения, варьирующие по составу от собственно мергелей (около половины карбонатного компонента) до карбонатно-песчаных (алевритовых) глин Прослои глинистых, кварцевых и кварцево-полевошпатовых песчаников Прослои известняков, доломитов, иногда ангидрита, вероятно присутствие прослоев сульфатов и присутствие галоидов Иногда – проявления базальтоидного и андезитового вулканизма

Таблица 2

Представительные анализы отдельных типов пород из метаморфических серий и рассчитанный по ним компонентный состав исходных пород

Компонент	Серия, тип												
	Высокоглиноземистая			Железомагнезиальная								Известковая	
				Железистый			Магнезиальный						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Химический состав												
SiO_2	51,45	56,33	38,48	66,37	75,44	50,68	78,15	51,12	68,00	75,60	51,60	44,12	35,80
TiO_2	1,02	1,23	2,15	0,60	0,00	0,25	0,27	0,17	0,39	0,12	0,38	0,31	0,92
Al_2O_3	20,33	33,24	36,06	14,73	13,55	11,71	10,40	5,92	13,76	14,98	7,40	12,85	10,26
Fe_2O_3	2,42	0,62	3,69	0,71	0,16	1,40	0,61	2,88	1,27	0,45	1,51	0,89	1,12
FeO	11,64	0,26	7,13	4,17	0,36	1,17	3,91	5,69	3,48	0,16	8,35	4,44	6,84
MnO	0,12	0,01	0,11	0,07	0,02	0,07	0,05	0,14	0,08	0,02	0,18	0,09	0,14
MgO	2,52	0,12	4,64	2,57	0,25	2,91	2,34	20,28	2,53	0,24	24,16	3,27	5,26
CaO	0,33	0,59	0,73	1,95	0,90	27,20	0,00	9,65	6,45	1,17	5,68	21,60	26,64
Na_2O	0,22	0,95	1,04	2,59	3,10	0,28	0,54	1,04	1,35	3,93	0,23	2,42	0,53
K_2O	6,18	2,16	4,00	1,89	5,15	0,12	2,09	0,19	2,59	3,38	0,02	2,29	0,31
P_2O_5	0,13	0,09	–	0,11	0,01	0,08	0,03	–	0,08	0,04	0,00	0,21	–
H_2O^+	4,18*	3,20	1,70	2,61	1,05	1,01	1,00	1,78	–	–	–	0,27	1,46
H_2O^-	–	0,33	–	0,11	–	–	0,08	0,06	–	–	–	–	0,54
CO_2	–	0,12	–	0,90	0,08	3,39	–	–	–	–	–	6,30	10,22
$S_{общ}$	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,51	–
Cl	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,77	–
Сумма	100,54	99,47	99,73	99,78	100,07	100,27	99,47	99,92	99,11	99,25	92,25	99,91	100,04
	Рассчитанный компонентный состав												
Обломочный компонент													
Кварц	21,23	8,32	–	37,15	36,64	27,60	50,60	25,73	42,92	37,75	25,18	18,20	14,58
Плагиоклаз	2,14	8,37	3,41	29,48	29,76	–	18,08	7,88	12,58	40,62	1,58	15,02	0,50
Ортоклаз	5,80	8,57	–	–	26,28	–	–	–	1,10	9,87	–	–	–
Глинистый компонент													
Монтмориллонит	–	–	16,07	–	–	7,27	–	–	–	–	–	–	13,92
Гидрослюда	48,74	4,34	25,59	15,86	6,17	1,24	6,69	1,28	19,44	8,33	–	16,51	2,72
Хлорит	–	–	–	11,99	–	10,31	3,91	10,57	12,33	–	22,21	6,92	23,82
Каолинит	1,19	67,58	–	–	–	13,20	–	–	–	2,01	–	–	–
Гиббсит	–	–	38,08	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Таблица 2 (окончание)

Компонент	Серия, тип												
	Высокоглиноземистая			Железомагнезиальная								Известковая	
				Железистый			Магнезиальный						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Железистый компонент													
Гетит	15,37	0,31	8,52	–	–	–	–	6,77	–	–	7,87	–	–
Карбонатный компонент													
Кальцит	–	–	–	0,21	0,10	39,54	2,94	–	10,56	0,55	–	29,04	42,20
Доломит	0,64	–	1,79	1,75	0,38	–	12,15	26,64	–	1,39	15,73	6,77	–
Анкерит	–	0,83	–	2,51	0,67	0,35	4,81	–	0,22	0,72	–	4,76	1,26
Некоторые характерные компоненты													
Серпентин	3,21	–	4,72	–	–	–	–	20,84	–	–	26,96	–	–
Галит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1,18	–
Прочие	1,67	1,67	1,81	1,04	–	0,48	0,82	0,29	0,76	0,13	1,81	1,60	0,79
Определено п.п.п.													

Примечание. 1 – биотито-серицитовый сланец в коре выветривания в основании криворожской серии [Головенок, Шалек, 1975, обр. 173з]; 2 – кианитовый сланец, свита Кейв, Кольский полуостров [Розен, 1977, № 10]; 3 – силлиманит-биотит-кордиеритовый гнейс, Алданский комплекс [Кулиш, 1973, табл. 1, № 10]; 4 – серия Еллоунайф, архей Канады, граувакка [Pettijon, 1972]; 5 – гранат-мусковитовый гнейс, комплекс Льюизиан, Шотландия [Barooah, 1970]; 6 – гранат-кальцит-кварц-скаполитовый кальцифир [Там же]; 7 – плагиоклаз-диопсид-кварцевый гранулит, комплекс древних гнейсов в основании системы Свазиленд, юг Африки [Hunter, 1974]; 8 – тремолитовый кристаллический сланец [Там же]; 9 – мафический метааркоз, серия Джонс-Крик, юго-запад Австралии [Marston, 1978, табл. 1, № 6]; 10 – метааркоз [Там же, № 10]; 11 – ультрамафический парасланец [Там же, № 4]; 12 – скаполит-пироксеновый кальцифир, серия Гренвилл Канады [Van de Kamp, 1968]; 13 – скаполит-диопсидовый амфиболит, комплекс Усимаа, Финляндия [Parras, 1958].

личных отложений, а также избежать неадекватного представления об одинаковых породах вследствие использования классификационных схем, основанных на существенно различных признаках. Примеры единичных представительных анализов, иллюстрирующие характерные расчетные ассоциации минералов в исходных породах, приведены в табл. 2.

Наиболее характерным типом высокоглиноземистой серии является ассоциация пород в метаморфизованных корах выветривания. Например, в криворожской серии Украины раннепротерозойские (2,6–2,4 млрд. лет) коры выветривания на амфиболитах, представленные биотитовым сланцем (см. табл. 2, анализ 1; рисунок, II) и непосредственно перекрывающие их мусковитовые кварцито-песчаники (левая часть диаграммы, см. рисунок, II), имели, вероятно, характерную единую ассоциацию исходных минералов: кварц-гетит-

глинистые минералы. Последние включали каолинит в качестве типоморфного минерала. Калиевая гидрослюдистая глина присутствовала, судя по расчету, в большом количестве, что, по-видимому, указывает на сохранность только нижних горизонтов профиля выветривания [Домбровская, Слукин, 1975]. Вероятно, в виде реликтов присутствовал полевой шпат, а повышенная магнезиальность глинистой фазы (рассчитанный серпентин) обусловлена, скорее всего, спецификой исходного базитового субстрата.

Раннепротерозойская высокоглиноземистая серия без непосредственной видимой связи с корой выветривания прекрасно проявлена в червуртской свите кейвской серии Кольского полуострова [Сидоренко и др., 1972; Бельков, 1963]. Она сложена главным образом кианитовыми и ставролит-кианитовыми сланцами (см. табл. 2, анализ 2; см. рисунок, III) мощностью 250 м с пачкой гранат-

слюдяных сланцев и гранатитов в основании (правая часть диаграммы, см. рисунок, III) и перекрыта пачкой обломочных кварцитов. Это, вероятно, были каолинитовые глины с тем или иным содержанием гетита в ассоциации с кварцевыми песчаниками. Самостоятельный (дополнительный – на рисунке, III) ряд образуют залегающие выше по разрезу доломиты (кальцифиры), связанные с ними параамфиболиты и другие кристаллические сланцы, соответствующие полимиктовым и карбонатным песчаникам.

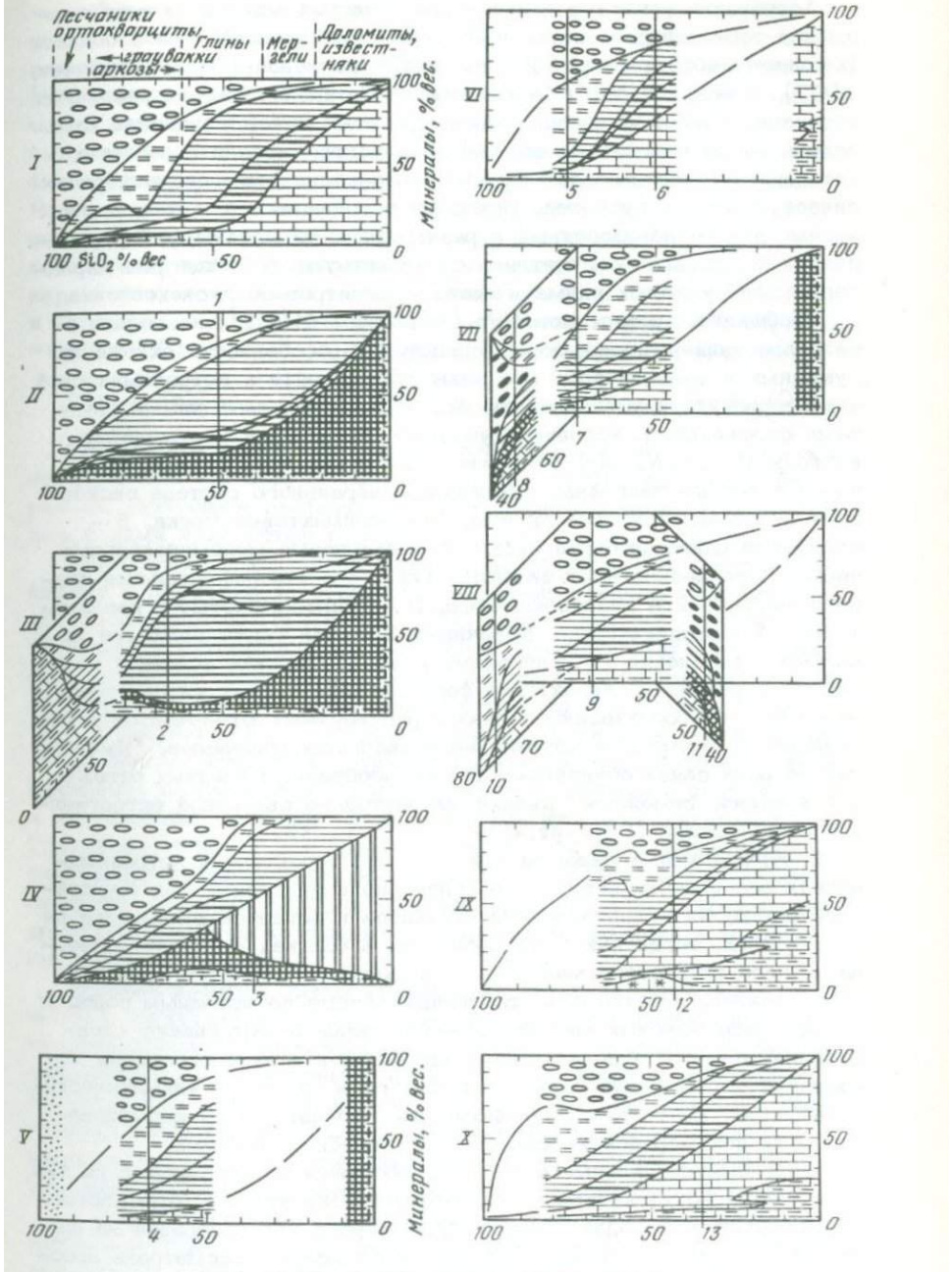
Высокоглиноземистая серия архейского возраста присутствует в качестве составной части в алданском комплексе одноименного щита. Здесь к ней относятся кварциты с силлиманитом, кварцито-гнейсы с гранатом, гранатовые гранулиты и кварц-гиперстеновые кристаллические сланцы (левая часть диаграммы, см. рисунок,IV) бескварцевые, главным образом силлиманит-кордиеритовые (см. табл. 2, анализ 3; рисунок, IV), и существенно корундовые породы (правая часть диаграммы, см. рисунок, IV). Кварцево-песчаные отложения с гетитом ассоциировались в этом естественном ряду с гетит-гиббсит-гидрослюдистыми и гиббситовыми образованиями. По-видимому, размывом контронитовых кор выветривания по гипербазитам можно объяснить [Розен, 1977] отсутствие каолинита и повышенную магнезиальность, обусловливающую появление нормативного серпентина во всех породах ряда.

Некоторые естественные ряды осадочных отложений раннего докембрия на диаграммах кремнекислотность – минеральный состав

Рассчитанные минералы: *1* – кремнезем, предположительно (*а* – терригенный, *б* – хемогенный), *2* – полевые шпаты, *3* – серпентин, *4* – щелочно-глиноземистые глинистые компоненты (гидрослюда и монтмориллонит), *5* – хлорит, *6* – каолинит, *7* – гетит, *8* – гиббсит, *9* – кальцит, *10* – доломит (иногда анкерит), *11* – галит

Вертикальными линиями с цифрами обозначен минеральный состав для представительных анализов, приведенных в табл. 2 под теми же номерами

I – сводные данные по всем главным типам осадочных пород – обобщенный идеализированный ряд [Розен, 1975б]; высокоглиноземистая серия метаморфических пород: II – кора выветривания и сопровождающие ее отложения в основании криворожской серии Украины, III – кейвская серия раннего докембрия Кольского полуострова, IV – алданский комплекс одноименного щита; железо-магнезиальная серия: V–VI – железистый тип (V – зеленокаменные пояса Канады, VI – комплекс Льюизиан Шотландии), VII–VIII – магнезиальный тип (VII – комплекс древних гнейсов в основании системы Свазиленд на юге Африки, VIII – серия Джонс-Крик в Йилгаринском блоке на юго-западе Австралии); известковая серия метаморфических пород: IX – комплекс Гренвилл, Канада, X – комплекс Усимаа, Финляндия


Песчаники
ортокварциты
аркозы
Глины
грауваккки
Мергели
Доломиты,
известняки
Минералы, % вес.
100 SiO2 % вес
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Ассоциации исходных высокоглиноземистых минералов характерны для тепторгинской серии протерозоя Байкальской горной области (каолинит–гиббсит–гетит) и ряда других регионов [Розен, Горбачев, 1977]. Важно то, что общегеологические предположения различных исследователей о первичном характере этих метаморфических комплексов нашли отчетливое выражение и подтверждение в расчетах, которые позволяют создать приближенно–количественную минералогическую модель процесса. Исходные ассоциации минералов, полученные для разновозрастных и разнородных по метаморфизму ассоциаций пород, вполне отчетливо соответствуют тем, которые характерны для гумидных климатических параметров осадконакопления.

Обобщение, проведенное Н.М. Страховым [1962], позволило в наиболее универсальной форме представить особенности отложений гумидных и аридных зон. Это позволяет перейти к петрохимической характеристике и установлению различий между различными группами отложений. В условиях гумидного литогенеза растворимые катионы (K, Ca, Na, Mg) обнаженных на суше горных пород выносятся в водные бассейны. Эволюция минерального состава песков идет в направлении: 1 – лититы, 2 – полимиктовые пески, 3 – кварцевые олигомиктовые пески, 4 – кварцевые мономинеральные пески. Параллельно идет эволюция глин: 1 – полиминеральные гидрослюдистые, 2 – гидрослюдистые, 3 – гидрослюдистые и каолинитовые, 4 – каолинитовые. Конечными членами также являются локальные накопления Fe, глинозема и Mn. В морских условиях осаждаются известняки. Характерно формирование чистых типов пород, обусловленное химическим выносом растворимых компонентов и физической сепарацией в потоках нерастворимых минералов. "Именно такого рода связи объединяют все разнообразие гумидных отложений в единое семейство, делают их внутренне связанной естественной ассоциацией" [Страхов, 1962, т. 2, с. 377].

В этих условиях оказывается понятной характерная петрохимическая особенность серии – преобладание в окислах K над Na: действительно, Na извлекается из силикатов и остается в растворе на всех этапах, тогда как K захороняется в осадках в составе преобладающего глинистого минерала – гидрослюды. Кажется принципиально важным то, что представленные данные по исходным породам высокоглиноземистых метаморфических серий обнаруживают сходство не только с отдельными породами, но и с закономерными ассоциациями отложений, сформировавшихся в гумидных климатических параметрах. Естественно предполагать, что параметры формирования этих докембрийских осадков были подобны гумидным.

Железомагнезиальные серии, и в особенности железистый их тип, выделенный по характерному конечному члену этого ряда – кварцево–железистым породам, чрезвычайно широко распространен на щитах. В качестве наиболее ярких примеров можно рассмотреть ассоциации седиментогенных пород в так называемых зеленокаменных поясах архея Канады и в серии Льюизиан докембрийского основания Шотландии. Зеленокаменные пояса представляют собой харак-

терный элемент архея щитов. Это линейные структуры, первоначально сложенные базальтоидами, граувакками и связанными с ними глинистыми сланцами, конгломератами и железистыми породами [Павловский, Марков, 1963; Pettijon, 1972]. Метаморфизм местами не превышает фации зеленых сланцев, но на обширных участках породы превращены в кристаллические сланцы амфиболитовой, частично гранулитовой фации и иногда интенсивно мигматизированы. Нормативный минеральный состав (см. рисунок, V) главных типов осадочных пород – граувакк (см. табл. 2, анализ 4; рисунок, V) и глинистых сланцев (правая часть диаграммы, см. рисунок, V) – характеризуется высоким содержанием полевого шпата (20–30 вес.%) и магнезиального хлорита (10–25%) с железистостью $f = Fe/(Mg+Fe) = 0{,}46 \div 0{,}51$, что в среднем соответствует рипидолиту [Розен, 1976]:

$$(Mg_{2,51}Fe^{2+}_{1,49})_{4,0} \cdot (Fe^{3+}_{0,88}Al_{1,12})_{2,0} \cdot (Al_{1,25}Si_{2,29})_{4,0} \cdot O_{10}(OH)_8 .$$

Содержание глинистого компонента даже в сланцах не превышает 50%. Все эти породы составляют одну группу в центре диаграммы. Особняком располагаются хемогенные кварциты и связанные с ними железистые породы.

Компактную группу преимущественно терригенных, песчано-глинистых с примесью карбонатного материала осадков образуют в центре диаграммы (см. рисунок, VI) породы архейского комплекса Льюизиан в Шотландии (возраст более 2,6 млрд. лет). Они представлены: 1 – гранатовыми гнейсами, возникшими при метаморфизме полимиктовых полевошпатовых песчаников (см. табл. 2, анализ 5; рисунок, VI); 2 – преобладающими в разрезе пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, образованными преимущественно по базальтоидам и андезитам с прослоями доломитовых и кальцитовых мраморов, а также иногда кварц-магнетитовых пород [Андерсон, 1968]; 3 – гранат-диопсидовыми кристаллическими сланцами и кальцифирами, возникшими по карбонатно-глинистым отложениям [Barooah, 1970], в которых, вероятно, присутствовал высокоглиноземистый компонент (нормативный каолинит в анализе 6, см. табл. 2; рисунок, VI).

Устанавливается, таким образом, характерная ассоциация вулканитов с терригенными, существенно песчаными породами невысокой степени зрелости, а также с хемогенными отложениями. В бассейн осадконакопления поступали полевые шпаты, высокомагнезиальные хлориты, связанные, возможно, с вулканитами. Накопление в песчаниках значительного количества свободного кварца, появление каолинита в глинистой фракции и вынос Ca, щелочных металлов и, вероятно, Mg могли осуществляться лишь при высокой влажности.

В целом метаморфические породы железистого подтипа железо-магнезиальных метаморфических серий возникли за счет ассоциаций вулканитов, терригенных и хемогенных пород. По своим характерным особенностям эта ассоциация может быть отнесена к вулканогенно-осадочному типу литогенеза с гумидными климатическими

параметрами, преобладающим основным вулканизмом и седиментацией в открытых морских бассейнах.

Магнезиальный тип железомагнезиальных серий выделяется по характерным конечным членам, которые можно, например, назвать "ультрамафическими парасланцами" [Marston, 1978]. В комплексе древних гнейсов, подстилающем слабометаморфизованные отложения серии Свазиленд юга Африки, наблюдается ассоциация таких первично-осадочных пород [Hunter, 1974], как гранат-биотитовые гнейсы, плагиоклаз-диопсид-кварцевые гранулиты, тремолитовые и магнетитовые сланцы. Метаморфизм их проходил в условиях амфиболитовой фации и сопровождался выплавлением тоналитов. Предполагается, что осадки накапливались в ограниченных бассейнах на базальтоидно-гипербазитовом основании и сопровождались базальтоидным и коматитовым вулканизмом. На диаграмме породы образуют два ряда: ряд (1) полимиктовый песчаник (см. табл. 2, анализ 7; рисунок, VII) - известковая глина с хлоритом (f = 0,26) состава клинохлор-пеннина:

$$(Mg_{3,16}Fe^{2+}_{0,84})_{4,0}(Fe^{3+}_{0,29}Al_{1,71})_{2,0}(Al_{1,25}Si_{2,75})_{4,0}\cdot O_{10}(OH)_8$$

- железистые отложения, и ряд (2) песчаник - серпентинитовая граувакка с примесью гетита и карбоната (см. табл. 2, анализ 8; рисунок, VII). Очевидно, что эта ассоциация удовлетворительно соответствует предполагаемой геологической модели заполнения бассейна. В ассоциации с мафитами, ультрамафитами и железистыми отложениями оказываются специфические граувакки и более зрелые песчано-глинистые отложения.

Другим примером магнезиального типа железомагнезиальных серий могут служить отложения Джонс-Крик, образующие слои в шовной синклинали длиной более 250 км в восточной части Йилгарнского блока Австралии [Marston, 1978]. Это преимущественно конгломераты и гравелиты, метаморфизованные в амфиболитовой фации, среди которых выделяются метааркозы (см. табл. 2, анализ 10; рисунок, VIII) и метаконгломераты с гранитной галькой в аркозовом матриксе (образовавшиеся за счет размыва подстилающих адамеллитов Йилгарнского блока), метаконгломераты с гранитными обломками состава амфиболита в матриксе, первично-обломочные (гравелитовые и песчаные) метаморфические сланцы, варьирующие по составу от мафического метааркоза (см. табл. 2, анализ 9; рисунок, VIII), соответствующего карбонатному песчанику, до первично-туфогенных параамфиболитов и далее - до обломочных ультрамафических сланцев, которые по исходному составу оказываются серпентинитовыми граувакками с гетитом (см. табл. 2, анализ 11; рисунок, VIII) и образовались, как полагают [Marston, 1978], за счет размыва базальтоидов и ультрамафитов, залегающих внутри этой шовной синклинали.

Рассмотренная ассоциация терригенных пород с хемогенными и вулканическими близка к описанной выше (железистый тип). Вместе

с тем появление седиментогенных ультрамафитов отражает чрезвычайно специфические условия образования, придает метаморфической серии существенную специфику и позволяет выделить самостоятельный магнезиальный тип внутри железомагнезиальной серии метаморфических пород.

Широкое распространение серпентинитовых кластолитов в разрезах складчатых областей, констатированное сравнительно недавно [Lokwood, 1971], связано с обрушением ультрамафического ложа (низов океанической коры) геосинклинального бассейна при начале тектонического скучивания [Пейве и др., 1971] на фронте шарьируемой пластины. Такие отложения широко распространены в пределах дна океана, они получили название эдафогенных [Мурдмаа, 1968; Лисицын, 1978] и обычно относятся к олистостромовым комплексам, достаточно широко описанным и, в частности, детально охарактеризованным в меловых отложениях Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа [Книппер, 1975; Соколов, 1975].

Своеобразие этого типа отложений состоит в том, что здесь процессы незначительного химического изменения пород-источников сочетаются с резко различными по скорости процессами разноса водными потоками обломков и "фоновыми", медленными, но постоянными процессами накопления карбонатных (обычно кальцитовых) или тонких пелитовых отложений. Подобные по химизму (но без ультрамафических осадков), существенно смешанные осадки возникают в моренных отложениях и других геологических ситуациях, когда происходит одновременное смешение резко различных по источнику компонентов. По-видимому, справедливо к рассматриваемому типу отложений отнести термин "микстит" [Леонов, 1979]. Отсутствие смешанных карбонатно-глинистых отложений и существенно кварцевых аренитов (см. рисунок, VII, VIII) указывает на обильный приток влаги, вынос растворимых катионов при поступлении полимиктового материала в результате относительно высокой тектонической активности и позволяет предполагать, что в рассмотренных случаях микститов, как и в предыдущих примерах этой метаморфической серии, седиментация проходила в гумидных климатических параметрах.

Заканчивая рассмотрение железомагнезиальной серии метаморфических пород, необходимо остановиться на соотношениях окислов K и Na. В существенно глинистых осадках здесь преобладает K, поступающий с гидрослюдой, а в более грубозернистых – обычно Na, носителем которого являются обломки полевых шпатов и амфиболов магматических пород, фрагменты вулканического стекла и пепловый материал.

Особую группу составляют известковые метаморфические серии, в которых широко распространены карбонатные породы (кальцифиры) и их переходные к алюмосиликатным разновидности, а последние в свою очередь характеризуются относительно повышенным содержанием Ca [Розен, 1979].

Породы серии Гренвилл в основании докембрийского разреза одноименной провинции Канады [Уилсон, 1968] представлены широким, почти непрерывным спектром седиментогенных кристаллических сланцев от гранат-пироксеновых (глиноземистых) гнейсов до парамфиболитов и известково-силикатных (плагиоклазово-диопсидовых) пород и далее – до кальцифиров и мраморов с оливином и клинопироксеном, которые в целом относятся к амфиболитовой фации метаморфизма [Van de Kamp, 1968]. Присутствуют прослои ангидрита и глиптоморфозы ангидрита по каменной соли [Уилсон, 1968; A. Engel, C. Engel, 1953]. Во всех типах седиментогенных пород присутствует скаполит, являющийся концентратором оставшихся от исходных осадков [Розен, 1979] Cl (до 1,3 вес.% в породе) и S (до 0,6 вес.% в породе). Наряду с первично-осадочными породами здесь устанавливаются также метаморфизованные базальтоиды.

Расчет вероятного исходного состава осадков показывает, что это были главным образом песчаные глины, карбонатные глины с галитом и гипсом, доломитово-известковые мергели с галитом (см. табл. 2, анализ № 12; рисунок, IX), известняки и доломиты. Во всех породах серии присутствует магнезиальный хлорит (f = 0,46) состава рипидолита: $(Mg_{2,57}Fe^{2+}_{1,43})_{4,0} \cdot (Fe^{3+}_{0,89}Al_{1,17})_{2,0} \cdot (Al_{1,25}Si_{2,75})_{4,0} \cdot O_{10} \cdot (OH)_8$. В данных условиях это мог быть аутигенный хлорит, формирующийся обычно в смешанных карбонатно-глинистых породах.

Весьма близкая ассоциация обнаруживается в комплексе Усимаа допротерозойского основания Финляндии, относящемся к гранулитовой фации метаморфизма: базальтоиды и лавы среднего состава здесь ассоциировались с карбонатными и терригенными отложениями [Parras, 1958]. Среди распространенных в этом разрезе седиментогенных пород гиперстеновый лейкократовый гнейс (метааркоз [Parras, 1958]) соответствует аркозовому песчанику; гранат-кордиеритовый глиноземистый гнейс ("лютогенит") и пироксеновый гнейс соответствуют полимиктовым глинам (левая часть диаграммы, см. рисунок, X), скаполит-диопсидовый амфиболит с кальцитом (кальцифир) отвечает мергелю (см. табл. 2, анализ № 13, рисунок, X), кальцифиры – доломитам и известнякам с разной примесью скаполита и других алюмосиликатов (правая часть диаграммы, см. рисунок, X). Эти отложения образуют непрерывный по химизму ряд. Повсеместно, как и в серии Гренвилл, вероятно, присутствовал хлорит умеренной магнезиальности типа рипидолита, который обычно формируется в таких породах достаточно широко в условиях диагенеза.

Общей определяющей особенностью этих двух рядов первично-осадочных пород является то, что они сложены карбонатно-глинистыми, смешанными отложениями, переходящими в собственно карбонатные отложения. Песчаные породы развиты меньше, кварцевые аренитты отсутствуют вообще. По-видимому, в области размыва преобладали породы кислого состава, свойственные континентальной земной коре. Повсеместное в этих структурах развитие базальто-

вых лав (ортоамфиболитов), вероятно, следует связывать с деструкцией коры при рифтогенезе во время формирования рассматриваемых бассейнов. Выветривание в области сноса было достаточно глубоким, но в сфере седиментации не происходило отчетливого отделения растворимых компонентов (Ca, Mg и др.). Эти признаки как будто указывают на аридный тип литогенеза, что согласуется с вероятным присутствием эвапоритов среди исходных пород.

Действительно, в условиях аридного литогенеза периодическое, но недостаточное для полного выноса растворенных катионов увлажнение вызывает "вовлечение в седиментацию не только обломочных и труднорастворимых компонентов, но также и легко и весьма легко растворимых солей" [Страхов, 1962, т. 3, с. 3]. Увеличивается полнота осаждения мобилизованного материала. Характерными признаками здесь оказываются: 1 – полимиктовый, нередко лититовый состав песчаников; 2 – преобладание магнезиальных силикатов среди глинистых минералов: монтмориллонита, хлоритов и высокомагнезиальных сепиолита и палыгорскита, каолинит отсутствует; 3 – высокая карбонатность всех терригенных пород: содержание кальцита до 15–20 вес.%; 4 – присутствие гипса, а также характерных примесей: флюорита, барита, целестина; 5 – преобладание доломита в карбонатных отложениях. Перечисленным признакам фанерозойского аридного литогенеза отчетливо соответствуют рассчитанные исходные минеральные составы и закономерности в ассоциациях пород, присущие описанным выше примерам известковых метаморфических серий раннего докембрия.

Целесообразно особо отметить соотношения окислов K и Na. Как и в двух предыдущих сериях, K поступает в осадок вместе с гидрослюдами, Na – с обломками полевых шпатов и вулканитов, но Na в этих условиях поступает в осадок дополнительно в составе слоистых силикатов (смешанослойного типа) и в виде солей. Поэтому известковые серии отличаются устойчивым преобладанием в окислах K над Na почти во всем спектре пород.

Изложенный материал позволяет впервые показать, что среди седиментогенных пород раннего докембрия выделяются метаморфические серии как естественные ассоциации генетически связанных седиментогенных отложений. Сопоставление этих серий с естественными рядами неметаморфизованных фанерозойских отложений, относящихся к определенным типам литогенеза, позволяет утверждать, что в глубоком докембрии существовали ассоциации осадков, сформировавшиеся в параметрах гумидного, вулканогенно-осадочного, микститового и аридного литогенеза.

Поскольку в пространстве метаморфическая серия соответствует определенной метаморфической провинции, открывается возможность придать последней конкретное палеогеологическое содержание. Метаморфические провинции оказываются определенным этапом эволюции бассейнов осадконакопления. Выделяя седиментационные бассейны и сменяющие их во времени бассейны породообразования [Тимофеев, 1979], следует принять, что метаморфическая провинция в

указанном понимании возникает на месте бассейна породообразования после эпохи регионального метаморфизма. Полученные результаты можно использовать для исследования палеогеологических параметров докембрия и переоценки основ прогнозирования месторождений полезных ископаемых на древних щитах.

Подобный палеогеологический метод позволит вплотную подойти к познанию областей сноса в раннем докембрии, состав которых определял некоторые глобальные геохимические особенности осадков [Холодов, 1975]. Однако локальные, конкретные данные по составу пород и условиям размыва в областях сноса могут быть получены, по-видимому, только в результате изучения реальных бассейнов. Например, выявленный исходный состав осадков древнейшего фундамента юга Африки подтверждает общегеологические соображения о базитовом субстрате бассейна.

Палеогеологические реконструкции древних бассейнов с помощью предложенного метода могут представить особый интерес для выявления эволюции в условиях породообразования на поверхности Земли. На основе принципа методологического единства в исследовании геологической истории Земли [Сидоренко, 1969] полученные выше данные позволяют полагать, что выветривание исходных пород, перенос и отложение терригенного и хемогенного материала докембрийских толщ проходили в субаквальных и субаэральных условиях, подобных хорошо изученным условиям более поздних эпох. Вместе с тем должно быть вполне очевидно, что подобие не является тождеством. Ранее было отмечено [Розен, 1979], что выявление аридных эвапоритовых ассоциаций не означает перенесения современных климатических параметров на ранний докембрий: появление таких пород и их ассоциаций обусловлено лишь интенсивностью испарения (точнее, влажностью воздуха и формой бассейна) и может наблюдаться также, например, в полярных областях [Blatt et al., 1974]. Следует подчеркнуть, что подобие в условиях окисления, судя по присутствию свободного кислорода, наступает при таких его концентрациях, которые в обычном понимании трудно сопоставить с современными: для полного окисления Fe на поверхности Земли оказывается достаточным парциальное давление кислорода примерно 10^{-15} ат [Мельник, 1973]. Примерно такие же концентрации его могут обеспечить "современный" изотопный состав C и O карбонатов раннего докембрия [Schidlowski et al., 1975]. Это более чем на десять порядков меньше современного давления кислорода в атмосфере.

При этих возможных и вероятных различиях в пределах представления об общем подобии условий седиментогенеза представляется логичным начинать выявление признаков эволюции с установления совпадений и сходства. Анализ причин, выявляемых при этом отклонений, должен привести к пониманию, является ли данное отклонение случайностью, вызванной неточным или недостаточным выбором объектов, или же оно действительно отражает специфику условий седиментации. В последнем случае для окончательного суж-

дения необходимо создание новой внутренне непротиворечивой модели седиментации, охватывающей все влияющие на систему параметры. Такие комплексно мотивированные модели представляются особенно интересными и важными для познания ранних стадий геологического развития Земли.

Литература

Андерсон Дж.Г.К. Докембрий Британских островов. – В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М.: Мир, 1968.

Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963.

Головенок В.К., Шалек Б.А. О геохимических особенностях докриворожской коры выветривания на базитах Саксаганского района. – В кн.: Докембрийские коры выветривания: Тез. докл. М.: ВИЭМС, 1975.

Докембрийские коры выветривания /Под. ред. А.В. Сидоренко. М.: ВИМЭС, 1975.

Домбровская Ж.В., Слукин А.Д. Некоторые аспекты изучения докембрийских кор выветривания. – В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975.

Карбонатное осадконакопление и проблемы эвапоритов в докембрии. Ростов: Изд-во Рост. ун-та, 1978.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975.

Коссовская А.Г., Дриц В.А. Диоктаэдрические слюды и хлориты как индикаторы регионального эпигенеза – метаморфизма. – В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Проблемы эпигенеза. – В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. (Тр. /ГИН АН СССР; Вып. 221).

Кулиш Е.А. Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. Хабаровск: Наука, 1973.

Леонов М.Г. Гравитационные и тектоно-гравитационные микститы в структуре, складчатых областей. – Автореф. докт. дисс. М., 1979.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978.

Литология и геохимия раннего докембрия. /Под ред. А.В. Сидоренко. Апатиты: Кольск. ФАН СССР, 1977.

Мельник Ю.П. физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев: Наукова думка, 1973.

Мурдмаа И.О. О некоторых особенностях минерального состава осадков рифтовых зон срединно-океанических хребтов. – Литол. и полезн. ископ., 1968, № 5.

Павловский Е.В., Марков М.С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). – В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л. и др. Океаны и геосинклинальный процесс. – ДАН СССР, 1971, т. 196, № 3.

Проблемы осадочной геологии докембрия /Под ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1.

Розен О.М. О степени сохранности химического состава горных пород при метаморфизме: (Опыт анализа проблемы). – Общ. и регион. геол. и геол. карты: Экспресс-информ. сб. ВИЭМС, 1975а, № 4.

Розен О.М. Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975б, вып. 4, кн. 1.
Розен О.М. Хлориты осадочных пород: типизация составов в зависимости от химизма среды. – ДАН СССР, 1976, т. 228, № 3.
Розен О.М. Экзогенез в докембрийской истории Земли: проблема эволюции. – В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977.
Розен О.М. Скаполит-плагиоклазовые сланцы и проблема докембрийских сульфатов. – ДАН СССР, 1979, т. 244, № 2.
Розен О.М., Горбачев О.В. Роль кор выветривания в формировании седиментогенных метаморфических пород раннего докембрия. – В кн.: Коры выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
Сидоренко А.В. Проблемы осадочной геологии докембрия. – Сов. геол., 1963, № 4.
Сидоренко А.В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия. – ДАН СССР, 1969, т. 186, № 1.
Сидоренко А.В. Проблемы литологии докембрия и полезные ископаемые. – Вестн. АН СССР, 1976, № 1.
Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М. и др. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М.: Наука, 1972.
Соколов С.Д. Верхнемеловая серпентинитовая олистостромовая толща Сарыбабинского синклинория и ее формирование в связи со становлением Ипякского массива гипербазитов. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 4.
Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962.т. 2
Терригенные породы раннего докембрия /Под ред. А.В.Сидоренко. Апатиты: Кольск. ФАН СССР, 1977.
Тимофеев П.П. Основные проблемы современной литологии. – В кн.: Литология на современном этапе развития геологических знаний: Тез. докл. М.: ГИН АН СССР, 1979.
Уилсон М.Е. Докембрий Канады. – В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М.: Мир, 1968.
Холодов В.Н. Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли. – В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975.
Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975.
Barooah B.C. Significance of calc-silicate rocks and meta-arkose in the Lewisian complex south-east of Scourie. – Scott. J. Geol., 1970, vol. 6, N 2.
Blatt H., Middleton G., Murray R. Origin of sedimentary rocks. New Jarsay: Prentice Hall, 1974.
Engel A.E.F., Engel C.G. Grenville series in the North-West Adirondack Mountains. N.Y. Pt. 1, 2. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1953, vol. 64.
Hunter D.R. Crustal development in the Kaapvaal craton. 1. The Archaean. – Precambr. Res., 1974, vol. 1, N 4.
Kamp P.C., van de. Geochemistry and origin of metasediments in the Haliburton-Madoc area, Southwestern Ontario. – Can. J. Earth Sci., 1968, vol. 5, N 6.
Lockwood J.P. Sedimentary and gravity-slide emplacement of serpentine. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, vol. 82.
Marston R.J. The geochemistry of archaean clastic sediments in relation to crustal evolution, Northeastern Yilgarn block, Western Australia. – Precambr. Res., 1978, vol. 6, N 1.

Parras K. On the charnokites in the light of a highly metamorphic rock complex in southwestern Finland. – Bull. Commiss. Geol. Finlande, 1958, N 181.
Pettijohn F.J. The Archaean of the Canadian Schield: a resume. In: Studies mineral. and precambr. geol. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1972, vol. 135.
Schidlowski M., Eichman R., Junge Ch. E. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. – Precambr. Res., 1975, vol. 2, N 1.

УДК. 552.5+552.4

А.С. КОРЯКИН

ОПЫТ СОПОСТАВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ И НЕМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ДОКЕМБРИЯ И ФАНЕРОЗОЯ

Широкое развитие исследований по литологии докембрия в последнее пятнадцатилетие позволило по-новому оценить характер и масштабы процессов древнейшего гипергенеза. Теперь можно считать твердо установленным, что в докембрии формировались все осадочные образования, свойственные фанерозою. Существование в разрезах нижнего докембрия высокодифференцированных метаосадочных пород, таких как конгломераты, гравелиты, песчаники, глиноземистые сланцы, свидетельствует о породивших их мощных корах выветривания. Имеется достаточно обширный (хотя подчас и фрагментарный) материал о докембрийских корах, на основе которого уже сейчас можно сделать основные эмпирические обобщения [Сидоренко, 1975]. Суть их сводится к следующему.

Элювиальные покровы выявлены на различных стратиграфических уровнях в пределах всех докембрийских провинций. Это позволяет говорить о том, что в докембрийской истории коры выветривания являлись не случайными, а вполне закономерными образованиями, часто весьма интенсивными по глубине и широте проявления.

Главная особенность докембрийских кор по сравнению с последокембрийскими заключается в их метаморфизованности. Однако в архее и протерозое встречаются также слабометаморфизованные коры. Например, в древнейшем Родезийском шите Южной Африки зафиксированы диаспоровые бокситы с возрастом 3200 млн. лет. Значит, метаморфизованность кор выветривания зависит не столько от возраста, сколько от их конкретного геологического положения.

Основополагающим выводом при исследовании докембрийского выветривания является установление принципиального сходства между древнейшими и фанерозойскими корами выветривания [Розен, 1977]. Они часто оказываются подобными не только по геологическому положению, морфологическим и тестурно-структурным чертам, но и в минералого-геохимическом плане. Почти во всех докембрийских

профилях выветривания (не исключая и наиболее древние из них – архейские и протерозойские) устанавливается окисление закисных форм Fe, свидетельствующее о наличии в атмосфере и гидросфере докембрия свободного О. Изучение минерального вещества древнейших кор наряду с продуктами их размыва и переотложения указывает на однотипность гипергенных факторов в масштабе доступной геологической истории, а также на существование климатических зон Земли уже в наиболее ранние этапы ее развития. Установлено активное влияние докембрийского живого вещества на древнейший субстрат в верхней зоне гипергенеза [Теняков, Сидоренко, 1977; Созинов, Сидоренко, 1977], так как выяснилось, что воздействие низкоорганизованной живой материи во много раз сильнее, чем высокоорганизованной [Сидоренко, 1977].

Среди всех геологических образований кора выветривания является наиболее достоверным и надежным показателем континентального режима литогенеза, поэтому проводить ее исследование необходимо в комплексе с продуктами ее размыва и переотложения, используя надежные диагностические критерии. Только тогда можно будет с достаточной уверенностью осуществлять палеотектонические и палеогеографические реконструкции, связанные с выявлением поверхностей выравнивания и пенепленов.

В будущем исследование древнейших кор выветривания и продуктов их перемыва станет, по-видимому, одним из основных методов при статиграфическом расчленении и корреляции докембрия.

Изучение древних метаморфизованных кор выветривания может помочь не только при реконструкции климатических условий и палеогеографической обстановки некоторых перидов докембрия. Оно позволит судить о составе древнейшей атмосферы Земли, облегчит выяснение специфики древнейшего осадкообразования, будет способствовать правильному решению практических вопросов, связанных с обнаружением и освоением в докембрийских провинциях железных, урановых, медно-никелевых, серебряно-кобальтовых и прочих металлических руд, а также особо чистых кварцитов. Выявление и диагностика метаморфизованных кор выветривания в докембрии остаются пока наиболее важными задачами. Следует пытаться отделить метаморфические изменения коры от процессов разложения исходного субстрата при древнейшем выветривании, а затем, проанализировав особенности метаморфизованного профиля выветривания, попробовать реконструировать его первичную геохимическую зональность и осуществить возможные палеогеографические построения.

Признавая за древнейшими корами выветривания исключительное значение в понимании ранней истории Земли, А.В.Сидоренко [1975] последующее их изучение определяет таким образом: "Поскольку, несмотря на установленный факт широкого и закономерного размещения кор выветривания в докембрии различных регионов, наши сведения о них (особенно об архейских корах выветривания) пока еще отрывочны и неполны, важнейшей задачей будущих исследований остается дальнейшее выявление всех возможных докембрийских кор

выветривания, их детальное описание и комплексное изучение. Только путем накопления большого числа фактов и их тщательной оценки можно прийти к воссозданию стройной картины распространения древнейших процессов выветривания, познанию особенностей и закономерностей состава кор и продуктов их перемыва (осадочных пород), определению связи этих образований с морфоструктурами и континентальными перерывами" [с. 8].

Опыт изучения метаморфических пород протерозоя в Центральной Карелии показывает, что часть их по совокупности данных может быть отнесена к первично-элювиальным образованиям. Чтобы исключить элемент случайности при минералого-геохимической реставрации дометаморфических профилей и иметь возможность объективно судить о характере древнейшего выветривания, изучались исходные для сланцев ("подозреваемых" в принадлежности к первичному элювию) породы намеренно контрастного состава: кислые и основные-ультраосновные. Выявлены основные первично-элювиальные признаки исследовавшихся метаморфических образований.

1. Четкая геологическая позиция кварц-серицитового и серицит-хлоритового горизонтов, определяемая неизменной их приуроченностью (даже в сложных структурах) к контакту исходных гранитов, диабазов, конгломератов и перекрывающих метаосадков ятулия, напоминает последовательность пород в истинном профиле выветривания, т.е. материнский субстрат, горизонт собственной коры и переотложенные ее продукты. Большое число выходов этих сланцев в Карелии и сопредельных областях говорит о бывшем региональном, площадном их распространении.

2. Наблюдаемые в разрезах гранитные брекчии по общему строению, характеру смещения гранитных отторженцев и изменению их формы, по структурно-минеральным превращениям в обломках и цементирующей массе обладают типичными чертами делювиально-элювиальных брекчий. Элювиальная природа изучавшихся брекчий подтверждается и неровной, ложбинообразной поверхностью нижележащих гранитов.

3. Об элювиальном характере доятулийских профилей свидетельствует явление прогрессирующего распада пегматитовых, аплитовых и кварцевых прожилков в пределах гранито-брекчии и кварц-серицитового слоя, тогда как в исходном граните они оказываются совершенно ненарушенными. Этим же интересен процесс постепенного исчезновения гранитной гальки по мере развития на конгломератах слоя кварц-серицитовых сланцев.

4. Последовательные минеральные и текстурно-структурные преобразования материнского гранита в доятулийских разрезах происходят по той же схеме, что и в постпротерозойских корах. Процесс серицитизации плагиоклаза в метаморфических профилях сходен с процессом замещения полевых шпатов мусковитом, серицитом, гидрослюдой и каолинитом в неизмененных корах выветривания гранитоидов. Преобразование биотита в хлорит, замещаемый в свою очередь карбонатом, эпидотом, сфеном, серицитом, мусковитом и

кварцем (часто с сагенитом и гидроокислами Fe), происходит в метаморфических профилях в том же направлении, что и в молодых корах. Наблюдаемый в доятулийских разрезах процесс коррозии и постепенного распада кварцевых зерен исходного гранита в серицитовой массе тождествен явлениям разъедания кварца глинистыми минералами в постпротерозойских корах.

Постепенный переход гранитов и гранитных конгломератов в кварц-серицитовые, а диабазов и пикритов в серицит-хлоритовые и тальк-карбонат-хлоритовые сланцы сопровождается изменением начальной массивной их текстуры сначала в сланцеватую, а затем в типично сланцевую. При этом реликты кварцевых зерен (в профилях на гранитах и конгломератах) оказываются развернутыми по сланцеватости, а кварцевые миндалины (в профилях на диабазах) – сплющенными.

Сланцеватая текстура теперешней кварц-серицитовой породы и линейная ориентировка в ней реликтов кварца (как и сланцевый облик серицит-хлоритовой породы) являются результатом уплотнения древнейшего пластичного глинистого вещества при региональном метаморфизме. Наличие в одном разрезе сравнительно небольшой мощности (всего 15–20 м) массивного гранита (или диабаза) и постепенно возникающей в них сланцевой породы говорит о первично-пластичном характере ее неметаморфизованного аналога. О том же свидетельствуют наблюдаемые в кварц-серицитовой породе своеобразные текстуры сдавливания, смятия, скомкивания или, наоборот, размазывания ее.

5. В доятулийских разрезах, начиная от материнских гранитов и до контакта кварц-серицитовых сланцев с перекрывающими их кварцитами, циркон, являясь устойчивым при выветривании и метаморфизме минералом, сохраняет присущую ему призматическую форму. Общее количество двуокиси Zr при этом возрастает.

6. Распределение породообразующих химических компонентов по метаморфизованным профилям кислого и основного рядов соответствует характеру профиля выветривания. В кварц-серицитовой и серицит-хлоритовой породе по сравнению с исходными гранитами, конгломератами и диабазами наблюдается уменьшение содержания окислов Na, Si, Fe^{2+}, Mn, Ca и, напротив, увеличение окислов Al, Ti, Zr, Ga, Fe^{3+}, P, H_2O и отчасти свободного C. Количество K_2O (иногда CaO и MgO) вверх по профилям возрастает. Повышенное содержание MgO и CaO – результат некоторой карбонатности изучавшихся разрезов. Карбонатность (как и скопления вторичного мелкомозаичного и гребенчатого кварца) можно отчасти рассматривать как следствие некоторой засушливости доятулийского климата. Возможность подобного минералообразования для молодых кор выветривания, формирующихся при дефиците влажности, доказана многими исследователями. Гидроокислы Fe в кварц-серицитовой и серицит-хлоритовой породе, линзы доломитов и кремней в кровле кварц-серицитового горизонта, трещины усыхания в прослоях кварц-карбонат-слюдистых сланцев среди перекрывающих кварцитов могут

служить дополнительным подтверждением периодического ограничения влажности в ятулийское время. Таким образом, главное отличие протерозойских кор от фанерозойских заключается в их метаморфизованности и аномально повышенном содержании калия.

7. Ассоциация метаморфических минералов в доятулийских и ятулийских профилях (хлорит, серицит, мусковит, эпидот, сфен, новообразованный кварц) соответствует зеленосланцевому метаморфизму. По всей очевидности, серицит и хлорит представляют собой продукт метаморфизма каолинита и монтмориллонита, возникших при древнейшем выветривании кислых и основных пород. Калий, обеспечивший в процессе метаморфизма преобразование доятулийского каолинита в серицит, мог накапливаться двояко. Частично он, по-видимому, адсорбировался появляющимся каолинитом еще при формировании доятулийского профиля выветривания. Кроме того, глинистая масса могла насыщаться K уже после захоронения коры под осадками ятулия, улавливая его из поверхностных и грунтовых вод, обладавших, возможно, повышенной щелочностью вследствие определенной засушливости ятулийского климата.

8. В ходе среднепротерозойской складчатости возникшие в доятулии на гранитах и конгломератах (а в ятулии – на диабазах) коры выветривания были метаморфизованы. При этом первичные гидрослюды и каолинит преобразовались в диоктаэдрическую гидрослюду мусковитного типа (полиморфная модификация $2M_1$), а гидробиотит и монтмориллонит – в хлорит. Высвободившийся при выветривании силикатов аморфный кремнезем был раскристаллизован, глинистый слой рассланцован. Метаморфизм осуществлялся изохимически.

Проведенные исследования свидетельствуют об эффективности актуалистического метода при расшифровке первичного генезиса метаморфических образований в комплексе с литохимическим количественно-минералогическим пересчетом пород [Розен, 1975].

Современные представления о древнейших процессах экзогенеза на Земле [Розен, 1977а] предполагают смену в исторической последовательности трех его главнейших этапов (точнее, суперэтапов). Первый доатмосферный этап экзогенеза, по-видимому, удастся расшифровать исходя из понимания механизма формирования лунного реголита, земным синхронным (или даже более ранним) аналогом которого, возможно, являются древнейшие анортозиты [Розен, 1977б]. Второй этап, вероятно, связан с разделением первичного вещества Земли в процессе его дегазации. Однако характер и порядок выделения из недр химических соединений при этом остаются пока в области предположений и догадок. Третий этап охватывает период времени, начавшийся не менее 3 млрд. лет назад, для которого совокупность известных сейчас геологических, минералого-петрографических и изотопных данных указывает, с одной стороны, на существование в атмосфере значительного количества кислорода, а с другой – на специфические условия выветривания, переноса и отложения осадочного материала, осуществлявшихся преимущественно в водной среде [Розен, 1977а]. По-видимому, это обсто-

ятельство послужило основанием для возникновения гипотезы о существенной роли гальмиролиза при трансформации исходного глубинного вещества ультраосновного-основного состава в гранитоидную континентальную кору [Сидоренко, Розен, 1977; Соколов, и др., 1977]. Исследование докембрийских офиолитовых комплексов в аспекте ранней эволюции континентальной коры может оказаться интереснейшей геологической задачей самого недалекого будущего.

В качестве одного из возможных объектов исследования древнейших формаций офиолитового ряда, в котором при разрушении исходного субстрата, переносе и отложении возникающего материала (впоследствии перекристаллизованного в полевошпат-кварцевые породы) предполагается существенное участие гальмиролитических процессов [Соколов и др., 1977], можно будет, по-видимому, рассмотреть некоторые разрезы лопия и гимольской серии Карелии.

Таким образом, зрелая сиалическая кора континентального типа, сформировавшись за счет океанической коры, уже на третьем этапе раннедокембрийского экзогенеза, по-видимому, имела региональное развитие. Об этом свидетельствуют полимиктовые метатерригенные породы с древнейшими значениями абсолютного возраста. Раннедокембрийские отложения высокой зрелости позволяют косвенно судить об условиях выветривания того времени. Примером может служить исследование пород нижнеархейского комплекса Алдана [Кулиш, 1973, 1975]. Данные скрупулезно проведенного литологического и петрохимического анализа с одновременной оценкой геологического положения, особенностей морфологии и строения залежей, пластов и серий позволили исследователю выявить области сноса, подвергавшиеся длительному глубокому химическому выветриванию и поставлявшие материал для кварцевых и высокоглиноземистых пород (а также концентраций разнообразных полезных ископаемых). Интерпретация корундовых, силлиманитовых и дистеновых образований как первичных бокситов и каолинитов свидетельствует не только о соответствующей палеоклиматической обстановке, но и о том, что региональный метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций существенно не изменил химический состав продуктов древнейшего выветривания. Хотя в толщах алданского комплекса раннеархейские остаточные коры выветривания пока не обнаружены, общая геологическая ситуация, литолого-геохимические особенности метаморфизованных продуктов выветривания, их рудоносность, по мнению Е.А.Кулиша, указывают на однотипность процессов выветривания в течение всех периодов развития Земли начиная с архея. Этот вывод мог бы быть существенно дополнен или скорректирован, если бы удалось с такой же детальностью и под таким же углом зрения изучить глиноземистые и высокоглиноземистые толщи беломорской серии архея на Балтийском щите. Выявление закономерностей пространственного размещения высокоглиноземистых пород различного фациального состава и пород, сопутствующих им, изменения их химических компонентов, установление характера цикличности метаосадков на основе детального минералогического анализа (в том

числе и акцессорных минералов) помогут восстановить направление сноса продуктов выветривания (за счет которых, главным образом, и сформировались лоухская и ёнская толщи беломорской серии). Кроме того, это поможет определить и местоположение областей развития самих раннеархейских кор. Нет необходимости специально говорить о том, какой огромный интерес для познания экзогенной геологии докембрия вызвала бы находка уцелевших от эрозии раннеархейских (или более древних) профилей выветривания in situ.

Литература

Кулиш Е.А. Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. Хабаровск, 1973.

Кулиш Е.А. Продукты кор выветривания Алданской подвижной области и условия их формирования. – В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975.

Розен О.М. Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1.

Розен О.М. Экзогенез в докембрийской истории Земли: проблема эволюции. – В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977а.

Розен О.М. Древнейшие терригенные породы Земли: Расчет исходного минерального состава и типизации условий литогенеза. – В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977б.

Сидоренко А.В. Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания, и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия – В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975.

Сидоренко А.В., Розен О.М. Терригенные отложения раннего докембрия и формирование континентальной коры Земли. – В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977.

Сидоренко Св. А. Органическое вещество в докембрии. – В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977.

Созинов Н.А., Сидоренко Св.А. Терригенно-углеродистые формации докембрия и фанерозоя. – В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Горьковец В.Я., Хейсканен К.И. Терригенные осадки в формационных рядах раннего докембрия (на примере Карелии). – В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977.

Теняков В.А., Сидоренко Св.А. Новые актуальные аспекты исследования системы выветривание–осадконакопление–метаморфизм. – В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977.

УДК 551.35

Н.А. ЛИСИЦЫНА, Г.Ю. БУТУЗОВА

ЗОНАЛЬНОСТЬ ДИАГЕНЕТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ОСАДКАХ МИРОВОГО ОКЕАНА

В осадках океанов широко развит разнообразный комплекс диагенетических аутигенных образований, включающий силикаты и сульфиды Fe, фосфориты, карбонаты, сульфаты, цеолиты, железомарганцевые конкреции, а также глинистые минералы. Многие из них имеют осадко- и породообразующее значение, а скопления железомарганцевых конкреций на дне океанов рассматриваются как руды Fe, Mn и ряда малых элементов.

Изучение аутигенных образований в осадках современных океанов представляет большой интерес для расшифровки их генезиса в геологическом прошлом и открывает возможности для решения более общей задачи – реконструкции условий среды осадконакопления и диагенеза в морских и океанических палеобассейнах.

Первые исследования аутигенных минералов в океанических осадках проведены Мерреем и Ренаром более ста лет назад [Murray, Renard, 1884, 1891]. В настоящее время имеется обширная литература, посвященная разным аспектам их изучения как в современных, так и в мезозойско-кайнозойских океанах, чему в сильной степени способствовали результаты глубоководного бурения.

Важно отметить, однако, что лишь немногие работы посвящены не отдельным минералам, а их комплексному изучению, выяснению парагенезов и фациальной приуроченности. Отметим также, что до настоящего времени нет единой точки зрения на генезис даже наиболее распространенных аутигенных образований, таких, как фосфориты, глауконит, железомарганцевые конкреции и др.

В данной работе приводятся результаты проведенных нами исследований ряда аутигенных образований в осадках Тихого океана, а также обобщение литературных данных по Мировому океану, что позволило охарактеризовать основные черты зональности океанского диагенетического минералообразования. Аутигенные образования вулканогенно-осадочного генезиса нами не рассматриваются.

Н.М.Смирнов в работах 1960–1962 гг., посвященных диагенезу бассейновых отложений, в качестве главного фактора, определяющего интенсивность и направленность диагенетических процессов, рассматривал рассеянное в осадках реакционноспособное органическое вещество (ОВ) – основной источник энергии диагенеза. Он показал, что его содержание и распределение в осадках наряду с размерами водоема определяют зональность физико-химических свойств осадков. Океаны как самые крупные бассейны планеты характеризуются наиболее контрастным распределением органики от берега к

пелагиали, что и предопределяет наиболее четкую зональность диагенетического минералообразования.

В зависимости от распределения реакционноспособного ОВ в океанических осадках выделяются три зоны глобального значения: редуцированная зона периферии океанов (зона А), переходная зона (Б) и окисленная зона пелагиали океанов (В). Все три зоны показаны на схеме (рис. 1). Для того чтобы проследить изменение особенностей диагенетического минералообразования в зависимости от основного фактора – распределения ОВ, рассмотрим комплексы аутигенных минералов в осадках каждой из трех зон.

РЕДУЦИРОВАННАЯ ЗОНА ПЕРИФЕРИИ ОКЕАНОВ

Эта зона включает шельфы, склоны континентов и глубоководные желоба. Для осадков редуцированной зоны характерны максимальные содержания реакционноспособного ОВ (>1% $C_{орг}$), низкие значения окислительно-восстановительного потенциала (Eh – от +200 до –300 мВ) и высокие скорости осадконакопления, достигающие более 40 мм/тыс. лет. Здесь развит широкий комплекс аутигенных образований, включающий силикаты Fe (глауконит, реже шамозит), сульфиды Fe, фосфориты. Встречаются карбонаты Ca-Mg ряда и мелководная разновидность железомарганцевых конкреций.

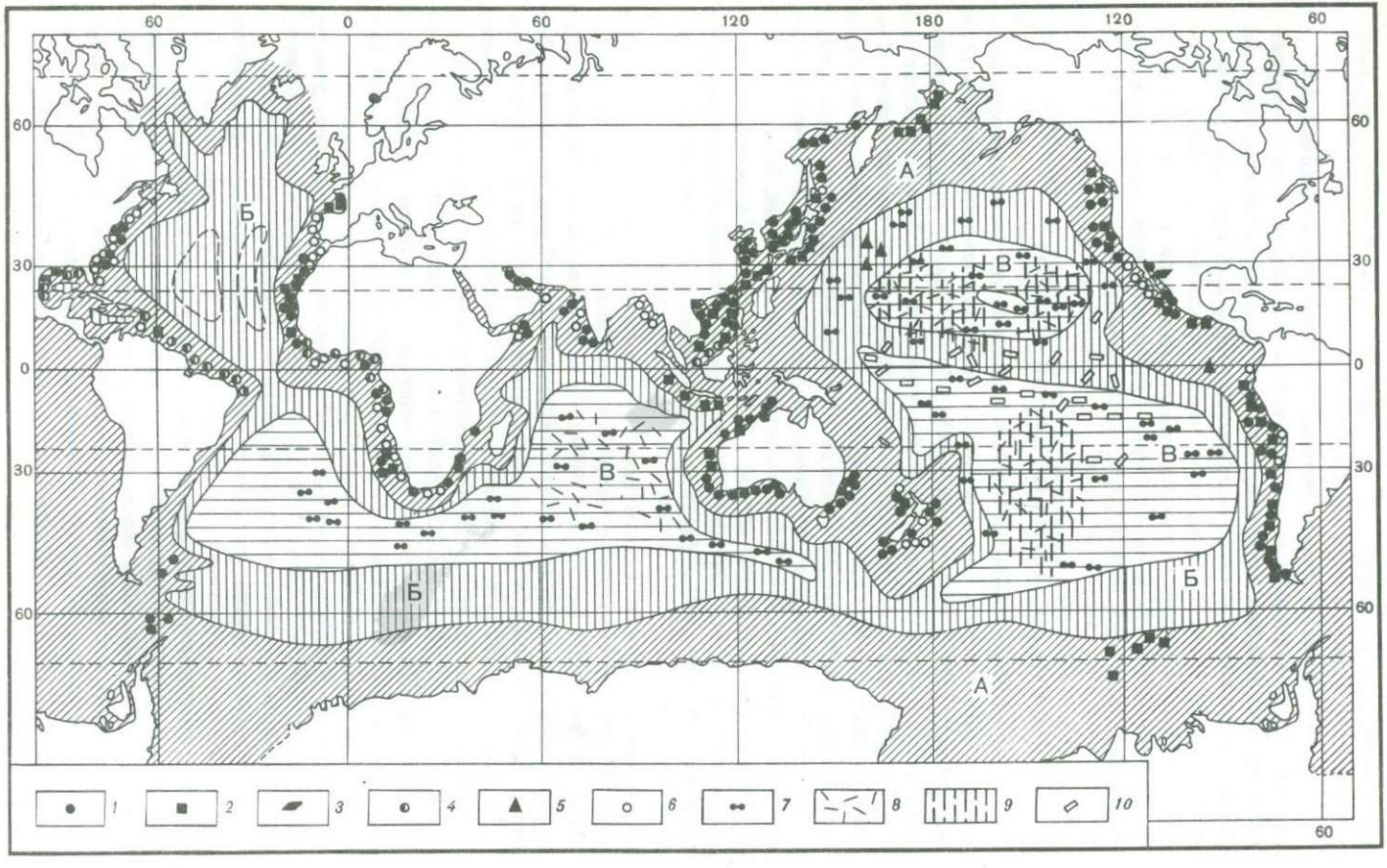
Глауконит, как видно на рис. 1, широко развит в осадках периферии океана на разных широтах от Антарктики до Арктического бассейна. За пределами редуцированной зоны он практически не встречается.

В северной части Тихого океана глауконит изучен нами вблизи берегов Японии и Мексики. Его содержание в прибрежных и гемипелагических илах достигает 10–20% осадка и резко сокращается в переходной зоне до единичных включений. Глубины распространения глауконита, как правило, колеблются от 150 до 2500 м.

Глауконит пятнисто распределяется в осадочной толще, не обнаруживает связи со слоистостью осадка и, как правило, обогащает относительно грубые песчано-алевритовые, слабо окисленные и слабо восстановленные илы. Он встречается в виде глобул округлой, овальной и неправильной формы размером от 0,1 до 1 мм, для которых характерно большое разнообразие состава и строения.

Глауконит замещает минеральные зерна и обломки пород, участки основной массы осадка, образует оболочки вокруг зерен, выполняет полости в раковинах карбонатных и кремнистых организмов, образует колломорфные сгустки с характерными трещинами синерезиса.

Все разновидности глауконитовых глобул, как правило, включают различные элементы вмещающего ила, в том числе терригенные обломки. Весь комплекс перечисленных признаков свидетельствует об аутигенной диагенетической природе глауконита. Возраст глауконитовых образований, как и вмещающих их осадков, плейстоцен-голоценовый. По данным рентгенометрии изученные разновидности


60
0
60
120
180
120
60
60
30
0
30
60
А
Б
В
Б
В
В
Б
А
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

глауконитовых глобул состоят из неупорядоченных, смешанослойных, диоктаэдрических слюда–монтмориллонитовых образований. Они образуют ряд, в котором менее структурно совершенные разности содержат 70–80% монтмориллонитовых пакетов, а наиболее совершенные на 90–95% состоят из слюдистых слоев. Содержание Fe_2O_3 в изученных глауконитах составляет 22–23,5%, содержание K_2O колеблется от 2,5 до 6–7%.

Морфологические особенности глауконитовых зерен свидетельствуют о коллоидальной природе исходного вещества, которое в процессе диагенеза раскристаллизовывается с образованием ряда смешанослойных фаз.

Аутигенные (диагенетические) глаукониты по морфологии, структуре и химическому составу сходные с изученными нами, широко распространены в осадках редуцированной зоны Мирового океана (см. рис. 1). Глаукониты плейстоцен–голоценового возраста широко распространены вдоль северо–западной и восточной периферии Тихого океана и описаны разными авторами у берегов Японии [Петелин, 1954; Takahashi, 1955], вблизи побережья штатов Орегон и Вашингтон [White, 1970], на Калифорнийском бордерленде [Emery, 1960; Pratt, 1963] и в Калифорнийском заливе [Pratt, 1963], у берегов Мексики (наши данные), Перу и Чили [Логвиненко, 1976] и у южной оконечности Южно–Американского континента [Bell, Goodell, 1967]. В Атлантическом океане современные–четвертичные глаукониты известны в ряде районов на шельфе Африки. В фиорде Тронхейм (Швеция), а также в морях Калифорнии они выполняют внутренние полости четвертичных фораминифер, в том числе ныне живущего вида *Uvigerina peregrina,* и образовались после последнего оледенения, т.е. менее чем 20 тыс. лет назад. Формирование этих глауконитов происходило в современных или близких к современным физико–химических условиях среды.

В осадках редуцированной зоны океана присутствует и другой железосодержащий аутигеннный силикат – *шамозит* с высоким содержанием Fe(20–40%) и низким – SiO_2 (20–30%). Области его распространения, как правило, ограничены и не выходят за пределы гумидной экваториальной зоны. Шамозиты изучены в Атлантическом океане на шельфе экваториальной Африки и Южной Америки, в Мексиканском заливе, заливе Париа. В Индийском океане они известны у берегов Саравака [Мурдмаа и др., 1979]. Как правило, шамозиты развиты в прибрежных мелководных осадках и отличаются ярко

Рис. 1. Схема зональности диагенетического минералообразования в Мировом океане

Зоны диагенеза: *А* – восстановительная, *Б* – переходная, *В* – окислительная; аутигенные образования: *1* – глауконит; *2* – сульфиды Fe; *3* – карбонаты Ca-Mg ряда; *4* – шамозит; *5* – карбонаты Fe и Mn; *6* – фосфориты; *7* – Fe-Mn конкреции; *8* – цеолиты; *9* – монтмориллонит; *10* – барит

выраженными признаками аутигенности: они образуют мелкие округлые пелеты, оторочки и корки вокруг фекальных комочков, а также терригенных минеральных зерен и частично их замещают. Парагенез желваков шамозита и гетита свидетельствует об общей окислительной обстановке, а приуроченность к фекальным комочкам и другим скоплениям ОВ – о восстановительных микроусловиях в места: их образования.

В отличие от глауконита в качестве исходного вещества для образования шамозита необходим бедный кремнеземом алюможелезистый тонкодисперсный материал. Отчетливая приуроченность диагенетических шамозитов к осадкам гумидной экваториальной зоны объясняется присутствием в этих осадках переотложенного материала латеритных кор выветривания, резко обедненного кремнеземом и обогащенного Fe [Harder, 1978]. Шамозит – это аутигенный минерал, типичный для гумидной экваториальной зоны в пределах редуцированной области океана.

Наряду с железистыми силикатами в отложениях редуцированной зоны широко развиты *аутигенные сульфиды железа*. По данным ряда исследователей [Emery, 1960; Емельянов, Сенин, 1969; Логвиненко и др., 1973; Бордовский, 1974; Волков и др., 1976], они, как и глаукониты, распространены по периферии океанов от Берингова моря на севере до антарктических вод на юге и присутствуют в восстановительных осадках шельфа, континентального склона и глубоководных желобов.

Сульфиды Fe изучены нами у берегов Японии и Мексики, детальные исследования выполнены А.Ю. Леин [1979]. По данным рентгенометрии ею установлено, что наиболее распространенным сульфидным минералом в осадках является пирит, на долю которого приходится от 80 до 90% от суммы восстановленных форм S. В резко подчиненных количествах присутствуют малосернистые сульфиды Fe переменного состава (гидротроилит, маккинавит, грейгит). Пирит преобладает в наиболее восстановленных илах прибрежной зоны, дальше от берега в менее восстановленных осадках и частично в осадках переходной зоны развиты преимущественно малосернистые сульфиды.

Формы нахождения сульфидных минералов Fe разнообразны. Гидротролит встречается в виде примазок и пятен черного цвета. Выделения пирита образуют вкрапленность, линзы и прожилки, замещают органические остатки, выполняют внутренние полости в скелетах микроорганизмов, цементируют обломочные зерна. Морфологические особенности сульфидов изучены под сканирующим микроскопом. Пирит представлен фрамбоидальными разностями и образует агрегаты фрамбоидов; малосернистые сульфиды выделены в составе полиминеральных агрегатов: пирит + маккинавит, пирит + грейгит и пирит + гематит, что подтверждено рентгенофазовым анализом.

Все агрегаты сульфидных минералов имеют сферическое строение. По существующим представлениям пирит образуется в морских осадках путем последовательного присоединения S к малосернистым

сульфидам Fe [Остроумов, 1953; Berner, 1969]. Экспериментальным путем Бернер, а также Свини и Каплан [Sweeney, Kaplan, 1973] показали, что выпадение из растворов и кристаллизация пирита – процесс физико-химический. Однако в природных условиях он тесно связан и обусловлен микробиологическим процессом сульфат-редукции иловых вод, который приводит к возникновению сероводорода, необходимого для образования сульфидов Fe.

В отличие от широко распространенных силикатов и сульфидов Fe аутигенные *карбонатные минералы* в осадках редуцированной зоны встречаются крайне редко. Карбонаты Ca и Mg обнаружены в илах Калифорнийского залива на глубине 120 м. По данным Леин и соавторов [1979], они представлены протодоломитом с примесью магнезиального кальцита и присутствуют в виде конкреций размером от 1 см до нескольких сантиметров. Карбонатная часть конкреций содержит 11–15% MgO. Примесь тонкого глинистого материала и рассеянного пирита, а также песчано-алевритовых обломков и раковинного детрита по гранулометрическому и минеральному составу идентична силикатной части вмещающего ила. Следовательно, конкреции образовались на месте в массе биогенно-терригенного ила. Результаты определения изотопного состава $C_{орг}$ конкреций показали, что они формировались за счет углекислоты, образующейся при микробиологическом разложении ОВ осадков примерно 11–22 тыс. лет назад. Важно отметить, что возможность образования диагенетических карбонатных конкреций в прибрежных осадках океана уникальна. В Калифорнийском заливе она объясняется специфическими условиями осадконакопления. Сочетание высоких содержаний ОВ (до 7% $C_{орг}$) и экстремально высоких скоростей седиментации (до 270 см/тыс. лет) способствует как накоплению углекислоты в связи с интенсивными процессами сульфат-редукции, так и консервации вновь образованных карбонатных конкреций в толще осадка.

К числу типичных аутигенных образований редуцированной зоны океана относятся также *фосфориты*. Основные данные по разным вопросам фосфоритообразования опубликованы в недавних работах П.Л.Безрукова и Г.Н.Батурина [1976; Батурин, 1978]. Голоценовые фосфориты известны на шельфе Юго-Западной Африки, а также у берегов Перу и Чили, где они образуют скопления микро- и макроконкреций, корки и гелеобразные сгустки, раскристаллизованные в разной степени и примерно соответствующие по составу кальциевому фторапатиту. По данным П.Л.Батурина и Г.Н.Безрукова, процесс фосфоритообразования – сложный и многоступенчатый. Главная масса P связана с отлагающимся на дне ОВ зоо- и фитопланктона, копролитов и др. При распаде ОВ P освобождается и перераспределяется, образуя конкреции и желваки. Дальнейшее обогащение фосфатных осадков связано с уплотнением желваков и их концентрацией в результате удаления (сепарации) тонкого материала течениями и волновой деятельностью. Массовое развитие фосфоритов

связано с областями максимальной биологической продуктивности и прежде всего с апвеллингами.

Рассмотренный комплекс диагенетических аутигенных образований характерен для редуцированной зоны Мирового океана. Их формирование и распределение связаны с восстановительными процессами, из которых главными являются микробиологическое восстановление сульфатов, а также распад и преобразование ОВ. В восстановительных условиях среды ряд элементов с переменной валентностью, и прежде всего Fe, приобретают подвижность, что является основой для их перераспределения и образования новых минеральных фаз. Конкретные данные, касающиеся условий образования рассмотренных аутигенных минералов, позволяют наметить следующую схему диагенетического минералообразования в периферической зоне океанов.

Как известно, к числу определяющих факторов аутигенного минералообразования в условиях восстановительного диагенеза относятся сложные процессы распада ОВ и связанная с ними микробиологическая сульфат-редукция. Массовое развитие сульфидов наблюдается в осадках с наиболее высокими концентрациями ОВ, где процессы сульфат-редукции протекают наиболее интенсивно. Аутигенные сульфиды Fe локализованы преимущественно в тонких глинистых илах, максимально обогащенных $C_{орг}$. Они образуются при взаимодействии метаболического сероводорода с реакционноспособными формами Fe^{2+}. Одним из возможных процессов сульфидообразования является прямое взаимодействие сероводорода с аморфными гидроокислами Fe и гетитом. Об этом свидетельствуют недавно выполненные экспериментальные исследования [Price, Shich, 1979; Морозов, 1980]. Процесс сульфидообразования заканчивается только в связи с насыщением реакционноспособных форм Fe сероводородом, что фиксируется по появлению в осадках свободного H_2S [Волков и др., 1976].

Глауконит распространен преимущественно в песчанисто- и алевритисто-глинистых илах редуцированной зоны, относительно обедненных $C_{орг}$, но обладающих повышенной проницаемостью для иловых растворов. Процессы сульфат-редукции протекают здесь менее интенсивно. На это указывает частое сочетание положительных значений окислительно-восстановительного потенциала во вмещающих глауконит осадках и низких содержаний суммы восстановленных форм S. При слабом проявлении сульфатредуцирующего процесса в осадках преобладают закисные несульфидные формы реакционноспособного Fe [Волков и др., 1976]. Присутствие иона Fe^{2+} является непременным условием раскристаллизации кремниево-железистого геля с образованием слоистых силикатов, в том числе глауконита [Harder, 1978].

Некоторым подтверждением выявленных закономерностей служат соотношения глауконита и сульфидов Fe в осадках северо-западной части Тихого океана и зависимость их распределения от содержания $C_{орг}$. Соотношения этих компонентов показаны на графике

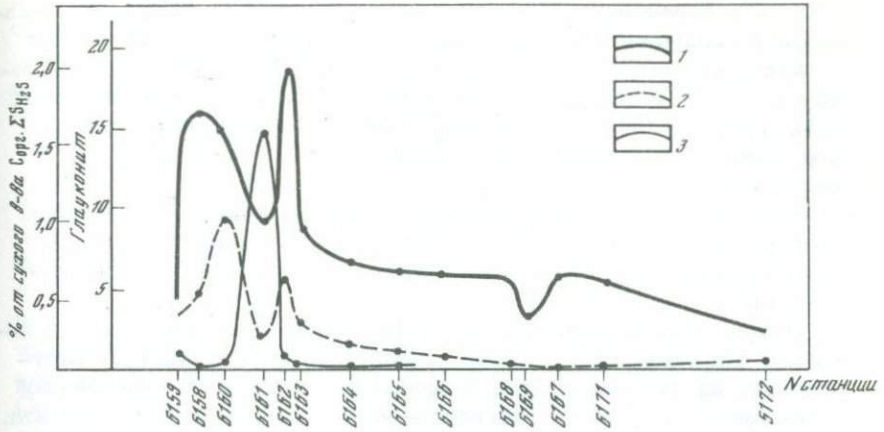


Рис. 2. Распределение $C_{орг}$, ΣS_{H_2S} [Волков и др., 1976] и глауконита в осадках редуцированной зоны северо-западной части Тихого океана

1 – $C_{орг}$; *2* – ΣS_{H_2S}; *3* – глауконит

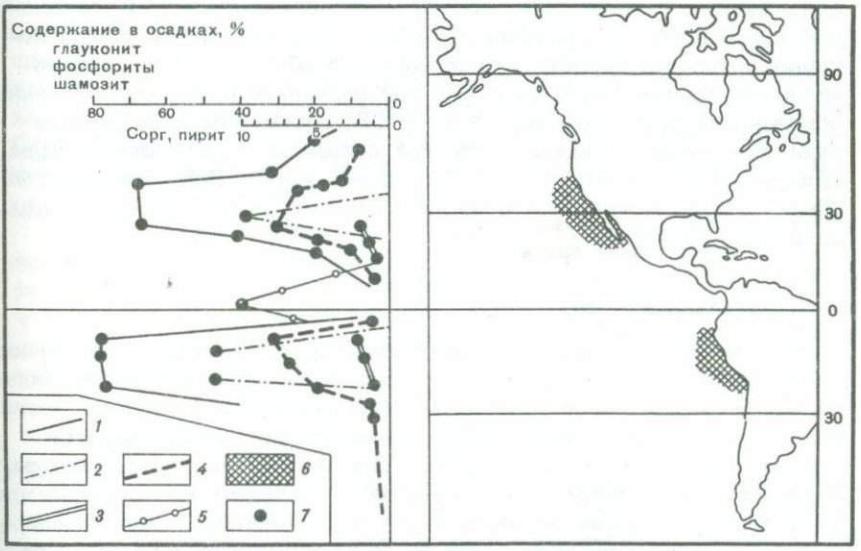


Рис. 3. Схема распределения основных аутигенных образований в редуцированной зоне восточной части Тихого океана

1 – глауконит; *2* – фосфориты; *3* – пирит; *4* – $C_{орг}$; *5* – шамозит; *6* – зоны апвеллинга; *7* – точки, использованные при построении графиков

(рис. 2). Максимальные концентрации пирита соответствуют максимальным содержаниям $C_{орг}$ в осадках. Графики их распределения практически симбатны, максимумы глауконита смещены по отношению к пириту и ОВ. В пелагическом направлении содержания всех трех компонентов уменьшаются и за пределами редуцированной зоны в сколько-нибудь значительных количествах не встречаются.

Карбонаты Fe в восстановленных осадках редуцированной зоны океана, как правило, не образуются, поскольку практически все реакционноспособное Fe^{2+} расходуется на формирование силикатов и сульфидов.

Образование карбонатных конкреций Ca-Mg ряда наблюдается локально и происходит в условиях интенсивно протекающей сульфатредукции на поздней стадии процесса при участии метаболической углекислоты. Последнее подтверждено данными изотопного анализа.

Сложный и многоступенчатый процесс образования аутигенных фосфоритов лишь на последних стадиях является диагенетическим. По-видимому, он охватывает значительный промужуток времени и заканчивается позднее процессов сульфидо- и глауконитообразования. Об этом свидетельствует тот факт, что аутигенный пирит и глауконит, как правило, наблюдаются внутри фосфоритовых конкреций.

Заканчивая характеристику аутигенных минералов редуцированной зоны океана, отметим, что процессы их образования с максимальной интенсивностью протекают в областях апвеллингов, осадки которых наиболее обогащены реакционноспособным ОВ. Эта закономерность хорошо видна на схеме распределения основных аутигенных образований редуцированной зоны и ОВ, составленной по данным ряда авторов для осадков восточной периферии Тихого океана (рис. 3) [Emery, 1960; Pratt, 1963; Van Andel, 1964; Bell, Goodell, 1967; White, 1970; Логвиненко и др., 1973; Hein et al., 1974; Лисицына и др., 1976].

ПЕРЕХОДНАЯ ЗОНА

За пределами редуцированной зоны по мере удаления от берегов мощность окисленного поверхностного слоя постепенно возрастает вплоть до исчезновения толщи восстановленных осадков в окисленной зоне пелагиали океана. Полоса, разделяющая эти две зоны, является переходной. В переходной зоне (Б) под сравнительно маломощным, полностью окисленным слоем в массе окисленного ила сохраняются пятнисто распределенные реликты восстановленных осадков. Содержание $C_{орг}$ колеблется от 0,25 до 1,5%, значения Eh – от отрицательных величин до +500 мВ. Скорости осадконакопления в среднем составляют 10–30 мм/тыс. лет.

Аутигенные образования в этой зоне также имеют переходный характер. Типичные для редуцированной зоны сульфиды Fe и глауконит образуют здесь редкие включения и развитую локально микровкрапленность. Вместе с тем в поверхностном окисленном слое

образуются минералы, содержащие Fe и Mn, находящиеся в высших степенях валентности, в том числе конкреционные образования. По И.И.Волкову и Л.Е.Штеренбергу [1979], они относятся к диагенетическому типу железомарганцевых руд и характеризуются преобладанием Fe над Mn, что коренным образом отличает от железомарганцевых конкреций окисленной зоны, где резко преобладает Mn.

Специфическими для переходной зоны являются аутигенные карбонаты Fe и Mn. Они имеют ограниченное распространение и описаны в осадках Тихого океана Зен Е-аном [Zen-E-an, 1959], Лином и Бонатти [Lynn, Bonatty, 1965] у берегов Южной Америки, а также Н.В.Логвиненко и соавторами [1972] в северо-западной части Тихого океана. Развитые здесь крупные конкреции, по данным химического, рентгеноструктурного и термического анализов состоят из поликомпонентной изоморфной смеси карбонатов Mn и Ca с небольшой примесью Mn и Fe. Содержание $MnCO_3$ по рентгенологическим данным составляет 75–77%. По мнению Н.В.Логвиненко с соавторами [1972], именно в переходной зоне создаются благоприятные условия для образования диагенетических карбонатов Fe и Mn. Здесь содержание реакционноспособного Mn в отличие от прибрежных осадков достаточно высокое (до 0,4–0,5%) и вместе с тем еще существуют восстановительные условия, в которых Mn^{4+} переходит в двухвалентную форму.

Итак, для переходной зоны океана характерен своеобразный комплекс аутигенных образований, объединяющий локально присутствующие здесь минералы редуцированной зоны (глауконит, сульфиды) и характерные для переходной зоны железомарганцевые конкреции с высоким Fe/Mn, а также карбонатные конкреции сложного состава. Образование этого комплекса обусловлено, с одной стороны, затуханием редукционных процессов, с другой – слабым развитием рудообразующего процесса.

В осадках периферической области океанов как в редуцированной зоне (А), так и в переходной (Б) развит клиноптилолит, широко распространенный в меловых и эоценовых и в меньшей степени – в более молодых отложениях. Источником для его образования является разнообразный по составу высококремнистый алюмосиликатный материал.

ОКИСЛЕННАЯ ЗОНА ПЕЛАГИАЛИ ОКЕАНОВ

Отличительными особенностями осадков окисленной пелагической зоны являются минимальные содержания ОВ (< 0,5%), как правило, нереакционноспособного, окислительные условия по всей толще отложений (Eh от +500 до +600 мВ) и минимальные скорости седиментации (1–3 мм/тыс. лет). Эти факторы и определяют развитие особого комплекса аутигенных образований пелагической зоны, включающего цеолиты (филлипсит, гармотом), барит, железомарганцевые конкреции и монтмориллонит.

Цеолиты – широко распространенные аутигенные минералы пелагической зоны Мирового океана. Типичными цеолитами океанических осадков являются филлипсит и клиноптилолит. По данным глубоководного бурения филлипсит широко распространен в осадках плейстоцен-голоцена, клиноптилолит – в отложениях мела-эоцена.

Массовое развитие филлипсита наблюдается в пелагических красных глинах глубоководных котловин, где его образование связано с разложением тонкодисперсной пирокластики риолит-дацит-андезитового ряда [Лисицына, Бутузова, 1976]. Филлипсит распространен также в осадках подводных поднятий, где он образуется в процессе палагонитизации и разложения базальтов и базальтовой гиалокластики [Bonatty, 1963, 1965; Скорнякова и Петелин, 1967; и др.].

Филлипсит присутствует в осадках в виде отдельных кристаллов алевритовой размерности, двойников и сростков, которые образуют скопления в массе ила, а также инкрустируют стенки пустот и пор. По данным рентгенометрии цеолиты в пелагических осадках северной части Тихого океана относятся к филлипсит-гарматомовому ряду [Лисицына, Бутузова 1976]. Барийсодержащие цеолиты развиты также в пелагических илах других областей Тихого океана [Arrhenius, 1963].

В более древних осадках и породах пелагиали, прежде всего в меловых и эоценовых, широко распространен клиноптилолит, приуроченный главным образом к тонкодисперсным кремнисто-карбонатным отложениям.

Барит в осадках Мирового океана описан в целом ряде работ [Виноградов, 1944; Vinogradov, 1953; Goldberg, Arrhenius, 1958; Arrhenius, 1963; Griffin, Goldberg, 1964; Church, 1970, 1979; Cronan, 1974; и др.]. По этим данным, он имеет широкое распространение и относится к числу аутигенных образований пелагической зоны. В поверхностном слое осадков область максимального развития барита совпадает с экваториальной зоной высокой биологической продуктивности. Барит ассоциирует здесь с биогенными осадками, обогащенными остатками раковин карбонатных и кремнистых организмов, и встречается в виде округлых стяжений [Revelle, Emery, 1951; Vinogradov, 1953], скоплений типа фекальных пелет [Goldberg, Arrhenius, 1958], микрокристаллических агрегатов, реже образует отдельные идиоморфные кристаллы [Arrhenius et al., 1963]. Средние содержания этого минерала в биогенных илах восточной части экваториальной зоны Тихого океана составляют около 1% в пересчете на бескарбонатное вещество [Church, 1970, 1979].

Происхождение диагенетического барита связано с жизнедеятельностью организмов, экстрагирующих барий из морской воды. Барий освобождается после отмирания этих организмов в результате разрушения раковин, реагирует с ионом SO_4^{2-} морских и иловых вод и накапливается в виде барита в карбонатных и кремнистых илах. Локально барит встречается также в составе продуктов гальмиролитического изменения обломочного материала базальтов океа-

нического дна и находится в ассоциациии с другими продуктами его разложения: палыгорскитом, атапульгитом, реже клиноптилолитом и др.

По данным глубоководного бурения барит широко распространен внутри осадочной толщи Мирового океана [Church,1970]. Осадки и породы, обогащенные этим минералом, обнаружены в Атлантическом океане восточнее Бразилии, в центральной, северо-восточной и западной частях Тихого океана преимущественно в карбонатных илах и пачках мела.

Разные аспекты изучения океанических *железомарганцевых конкреций* отражены в многочисленных исследованиях, результаты которых недавно обобщены в монографии П.Л.Безрукова и соавторов [1976] и в работе Кронана [Cronan, 1977]. Седиментационно-диагенетические железомарганцевые конкреции распространены преимущественно в поверхностном слое окисленных пелагических осадков, обогащенных Mn и целым рядом микроэлементов. Генезис этих образований до конца не ясен и трактуется разными исследователями по-разному. В общем виде можно сказать, что образование их происходит преимущественно путем коагуляции и частичной раскристаллизации коллоидных окислов Fe и Mn в условиях низких и нулевых скоростей седиментации.

Аутигенный *монтмориллонит* развит в толще пелагических осадков Мирового океана. Как правило, проявляется отчетливая тенденция к увеличению роли монтмориллонита с глубиной [Jacobs, 1974; Горбунова, 1975; Лисицына, Бутузова, 1977]. Характерно, что эта тенденция прослеживается только в пределах глубоководных котловин с минимальными скоростями седиментации. Нами обнаружено, что в Северо-Западной котловине Тихого океана содержание монтмориллонита возрастает в среднем от 25-45% в поверхностном слое осадков до 50-60% в низах колонок, в осадках Северо-Восточной котловины - от 35-45% у поверхности до 60% на глубине. Возраст осадков, обогащенных аутигенным монтмориллонитом - средний плиоцен и более древний.

Формирование аутигенного монтмориллонита в толще осадков мы связываем с процессами постседиментационного преобразования тонкодисперсной пирокластики в областях с минимальными скоростями осадконакопления в условиях длительного ее контакта с иловыми водами.

Комплекс аутигенных образований окисленной пелагической зоны океана включает сравнительно небольшой набор минеральных видов. Элементы с переменной валентностью (Fe, Mn, S) присутствуют в них в окисленных формах. Возможность возникновения аутигенных минералов пелагической зоны и особенности их формирования обусловлены низкими скоростями седиментации, что обеспечивает длительный контакт минеральных фаз осадков с придонной и иловой водой, а следовательно, и возможность медленных реакций их взаимодействия.

В пелагической зоне наблюдается три типа процессов минералообразования: 1 - физико-химические реакции взаимодействия иловых

вод с химически малоустойчивыми компонентами осадка. Образуются цеолиты филлипсит-гарматомового ряда, аутигенный монтмориллонит; 2 – процессы концентрирования и коагуляции гидроокислов Fe и Mn с образованием конкреций и микроконкреций; 3 – биогенно-хемогенные процессы в областях высокой биологической продуктивности с участием организмов, извлекающих химические элементы из морской воды (образование барита).

В пелагиали Тихого океана могут быть отмечены некоторые черты фациальной локализации аутигенных образований: 1 – высокие концентрации филлипсита и железомарганцевых конкреций в халистатических областях с минимальными скоростями седиментации; 2 – развитие биогенно-хемогенного барита в разделяющей их экваториальной полосе высокой биологической продуктивности.

В целом выявляется четкая смена комплексов аутигенных минералов от редуцированной периферической зоны океана к окисленной пелагической. Она обусловлена распределением ОВ, основное количество которого захороняется в периферической части океана, где отлагается подавляющая масса осадочного материала. Разложение ОВ приводит к господству восстановительных условий, определяющих восстановительный тип диагенетического минералообразования в редуцированной зоне. Низкие концентрации ОВ, существенно метаморфизованного, не играют решающей роли в диагенетических процессах, которые протекают в окисленных осадках пелагической зоны, что определяет окислительный тип диагенеза.

Литература

Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978.

Безруков П.Л., Батурин Г.Н. Литология океанских фосфоритов. – В кн.: Литология фосфоритоносных отложений М.: Наука, 1976.

Безруков П.Л., Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Зенкевич Н.Л., Андрущенко П.Ф. Железомарганцевые конкреции Тихого океана. – Тр. ИО АН СССР, 1976, т. 109.

Бордовский О.К. Органическое вещество морских и океанических осадков в стадии раннего диагенеза. М.: Наука, 1974.

Виноградов А.П. Геохимия рассеянных элементов в морской воде. – Успехи химии, 1944, т. 13, вып. 1.

Волков И.И., Розанов А.Г., Жабина Н.Н., Фомина Л.С. Соединения серы в осадках Калифонийского залива и прилегающей части Тихого океана.–В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.:Наука, 1976.

Волков И.И., Штеренберг Л.Е. Основные генетические типы железомарганцевого рудообразования в современных водоемах. – В кн.: Всесоюз. совещ. "Рудоконтролирующие факторы и условия образования месторождений редких и цветных металлов в осадочных породах": Тез. докл. М., 1979.

Горбунова З.Н. История накопления глинистых минералов в Тихом океане в кайнозое по данным глубоководного бурения. – Океанология, 1975, т. 15, № 5.

Емельянов Е.М., Сенин Ю.М. Особенности вещественного состава осадков шельфа Юго-Западной Африки. – Литол. и полез. ископ., 1969, № 2.

Леин А.Ю. Диагенетические минералы: Сульфиды. – В кн.: Литология и геохимия осадков Тихого океана: (Трансокеанский профиль). М.: Наука, 1979.
Леин А.Ю., Логвиненко Н.В., Сулержицкий Л.Д., Волков И.И. Об источнике углерода и возрасте диагенетических карбонатных конкреций Калифорнийского залива. – Литол. и полез. ископ., 1979, № 1.
Лисицына Н.А., Бутузова Г.Ю. Цеолиты в осадках литологического профиля через Тихий океан. – Литол. и полез. ископ., 1976, № 2.
Лисицына Н.А., Бутузова Г.Ю. К вопросу о генезисе океанических цеолитов. – В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977.
Лисицына Н.А., Градусов Б.П., Бутузова Г.Ю. Глауконит в осадках литологического профиля через Тихий океан. – В кн.: XXV сессия МГК: Докл. сов. геол. Палеонтология, морская геология. М.: Наука, 1976.
Логвиненко Н.В. К проблеме глауконитообразования в океанах. – В кн.: XXV сессия МГК: Докл. сов. геол. Палеонтология, морская геология. М.: Наука, 1976.
Логвиненко Н.В., Волков И.И., Соколова Е.Г. Родохрозит в глубоководных осадках Тихого океана. – ДАН СССР, 1972, т. 203, № 1.
Логвиненко Н.В., Николаева И.В., Романкевич Е.А. Аутигенные минералы современных донных осадков юго-восточной части Тихого океана. – Литол. и полез. ископ., 1973, № 4.
Логвиненко Н.В., Волков И.И., Розанов А.Г. К вопросу о генезисе глауконита в осадках Тихого океана. – Литол. и полез. ископ., 1975, № 2.
Морозов А.А. О взаимодействии гидроокиси железа с сульфидной серой: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1980.
Мурдмаа И.О., Лисицына Н.А., Бутузова Г.Ю., Лисицын А.П. Аутигенные минералы. – В кн.: Геология океана. М.: Наука, 1979.
Остроумов Э.А. О формах соединений серы в отложениях Черного моря. – Тр. ИОАН СССР, 1953, вып. 7.
Петелин В.П. О нахождении аутигенного глауконита в современных морских осадках. – Тр. ИОАН СССР, 1954, т. 8.
Скорнякова Н.С., Петелин В.П. Осадки центрального района южной части Тихого океана. – Океанология, 1967, т. 8, № 6.
Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1/3.
Arrhenius G. Pelagic sediments. – In: The sea. N.Y., 1963, vol. 3.
Bell D.L., Goodell H.I. A comparative study of glauconite and associated clay fraction in modern marine sediments. – Sedimentology, 1967, vol. 9, N 3.
Berner R.A. The synthesis of framboidal pyrite. – Econom. Geol., 1969, vol. 64.
Bonatti E. Zeolites in Pacific pelagic sediments. – Transact. New York Acad. of Sci., 1963, vol. 25.
Bonatti E. Palagonite, hyaloclastites and alteration of volcanic glass in the ocean. – Bull. Volcanol., 1965, vol. 28.
Church T.M. Marine barite. Ph.D. Dissertation University of California, San Diego, 1970.
Church T.M. Marine barite. – Miner. Soc . Amer. Short Course Notes: Marine Minerals, 1979, vol. 6.
Cronan D.S. Authigenic minerals in deep-sea sediments. – In: The Sea. N.Y.: Wiley-Interscience, 1974, vol. 5.
Cronan D.S. Deep-sea nodules: distribution and geochemistry. – In: Marine manganese deposits. Elsevier oceanography series. Amsterdam, 1977.
Emery K.O. The sea of Southern California. N.Y.: John Wiley, 1960.

Goldberg E.D., Arrhenius G.O.S. Chemistry of Pacific pelagic sediments. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1958, vol. 18, N 3.
Griffin J.J., Goldberg E.D. Clay mineral distribution in the Pacific ocean. – In: The Sea. N.Y., 1963, vol. 3.
Harder H. Synthesis of iron layer silicate minerals under natural conditions. – Clays and Clay Miner., 1978, vol. 26, N 1.
Hein J.R., Allwardt G.B.A.O., Griggs G.B. Glauconite in Monterey Bay. – J. Sediment. Petrol., 1974, vol. 44, N 2.
Jacobs M.B. Clay mineral changes in Antarctic deep-sea sediments and Cenozoic events. – J. Sediment. Petrol., 1974, vol. 44, N 4.
Lynn D.C., Bonatti E. Mobility of manganese in diagenesis of deep sea sediments. – Mar. Geol., 1965, vol. 3, N 6.
Murray J., Renard A.F. On the nomenclature, origin and distribution of deep sea deposits. – Proc. Roy. Soc., 1884, vol. 12.
Murray J., Renard A.F. Report on the deep sea deposits based on the spesiments collected during the voyage of H.M.S. Challenger in the years 1872 to 1876. L., 1891.
Pratt N.Z. Glauconite from the sea floor of southern California. – In: Essays in marine geology in honour of K.O. Emery. Los Angelos, 1963.
Price F.T., Shieh Y.N. Fractionations of sulfur isotopes during laboratory synthesis of pyrite at low temperatures. – Chem. Geol., 1979, vol. 27, N 3.
Revelle R., Emery K.O. Barite concretions from the ocean floor. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, vol. 62.
Sweeney R.E., Kaplan J.R. Pyrite framboide formation: laboratory synthesis and marine sediments. – Econ. Geol., 1973, vol. 68, N 5.
Takahashi J. Synopsis of glauconitization: Recent Marine Sediments, a Symposium. L., 1955.
Van Andel T.H. Recent marine sediments of Gulf of California. – Symp. Mem., 1964, N 3.
Vinogradov A.P. The elementary chemical composition of marine organisms. – Sears Found. Mar. Res., 1953, N 2.
White S.M. Mineralogy and Geochemistry of Continental Shelf sediments of the Washington-Oregon Coast. – J. Sediment. Petrol., 1970, vol. 40, N 1.
Zen-E-an. Mineralogy and petrology of marine bottom sediment samples of the West coast of Peru and Chile. – J. Sediment. Petrol., 1959, vol. 29, N 4.

УДК 552.53:54.55

Д.П. ХРУЩОВ

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ В РАЙОНАХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СОЛЕНОСНЫХ ТОЛЩ

В районах распределения соленосных отложений установлены два основных процесса, с которыми связано возникновение наложенной минерализации: гидротермальное рудообразование и явление рассольного рудогенеза.

Установлены признаки гидротермальных проявлений в соляноку-польных структурах. К их числу относятся: карбонатизация, осветление, эпидотизация, хлоритизация, пиритизация, сидеритизация,

окварцевание, окремнение, парагенетизация гидрослюд, гидрослюдитизация, монтмориллонитизация, характерные минеральные и геохимические ассоциации. В более общем плане отмечаются структурный контроль, нестратифицированные формы залегания и наличие нескольких генераций минералообразования. Наиболее сложные геохимические ассоциации, установленные на примере Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса:

Fe, Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Au, Ce, F, La;

Hg, Cu, Zn, Pb, As, Ni, Sb, Bi, Mo;

Pb, Zn, Cu, Hg, Co, Ni, Mo, Y, La, Ce, Au, F;

высокотемпературные Ti, Ce, La.

Прослеживается связь гидротермальной деятельности в соляно-купольных структурах с проявлениями магматизма, фазами общерегиональной складчатости и фазами роста соляных поднятий.

Геохимические ассоциации, связанные с рассольным рудогенезом, определяются рядом элементов, способных к миграции в рассолах (Mn, Ba, Sr и др.), в частности могущих образовывать хлоридные комплексы (Fe, Cu, Pb, Zn, Cd, Hg и др.). На примерах современных систем намечены основные варианты геохимических ассоциаций в рассолах: Fe, Mn, Zn, Pb, Cu, Ag, Ba, подчиненно – Sb, As (Солтон-Си); Fe, Mn, Zn, Pb, Cu, подчиненно – Ba, Ni, Co (Красное море); Pb, Cu, Zn, Mn, Cd, Ta (Челекен), а также характерные ассоциации минералов. Формы залегания рудных тел и структурно-текстурные черты образующих рудных пород близки к возникающим при гидротермальных процессах. Определенные генетические указания представляют данные изотопии элементов, излучения термо-ЭДС сульфидов, термобарометрические определения, сканографические исследования и т.д. Структурная приуроченность рудообразований – зоны в непосредственной близости от разломов. Гидрохимический признак заключается в наличии микроколичеств металлов в рассолах вблизи месторождений. Сущность основной генетической схемы заключается в мобилизации рудного материала термальными рассолами при прохождении через толщи металлоносных пород и разгрузке их в зонах пониженных температур и давлений; значительную роль играют геохимические барьеры различного характера, чаще всего возникающие в непосредственной близости от галогенных толщ. Возможны два варианта образования рудоносных рассолов: асцендентный и асцендентно-десцендентный.

На основании намеченных признаков установлено рассольное происхождение ряда древних рудопроявлений и месторождений, связанных с галогенными формациями Карпатской системы. Изучены физико-химические условия образования этих проявлений.

УДК 553.31+553.314(260)

И.М. ВАРЕНЦОВ, Н.В. БАКОВА, Ю.П. ДИКОВ, Т.С. ГЕНДЛЕР

К МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ РУД Mn, Fe, Ni, Co В СОВРЕМЕННЫХ БАССЕЙНАХ: ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО СИНТЕЗУ ГИДРООКИСНЫХ ФАЗ ЭТИХ МЕТАЛЛОВ НА ГИДРООКИСЛАХ Mn

ВВЕДЕНИЕ (СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ)

В Мировом океане пользуются широким развитием два главных типа руд: конкреционные и металлоносные осадки. Железомарганцевые конкреции ряда областей океана рассматриваются в настоящее время как высококачественные руды Mn, Ni, Co, Cu и других металлов.

Несмотря на резко различные точки зрения относительно генезиса Fe-Mn конкреций, имеющиеся данные позволяют большинству исследователей считать, что их формирование связано с процессами извлечения аккумулируемых металлов из компонентсодержащих растворов [Андрушенко, Скорнякова, 1967; Безруков и др., 1976; Варенцов, 1972, 1976; Варенцов и др., 1978; Вернадский, 1954; Пронина, Варенцов, 1973; Пронина и др., 1973; Скорнякова, Андрушенко, 1970; Страхов, 1976; Burns, 1976; R. Burns, V. Burns, 1975, 1977; Glasby, 1974; Goldberg, 1954, 1961; Goldberg, Arrhenius, 1958; Michard, 1969; Murray, 1974, 1975a, b; Van der Weijden, 1976a, b; Varentsov, Pronina, 1973, 1976].

Для крупных залежей Fe-Mn -конкреций таким металлоносным раствором является морская вода, как правило, придонная, в которой микроколичества переходных металлов присутствуют в растворенной форме [Brewer, Spenser, 1974; Murray, Brewer, 1977; Slowey, Hood, 1971; Spencer, Brewer, 1969; Spencer et al., 1970].

В 1887 г. Меррей (цитируется по работе В.И. Вернадского [1954]), а в 1924 г. Кларк (цитируется по В.И. Вернадскому [1954]) и В.И. Вернадский [1954] обратили внимание на то, что концентрация Mn, Fe и других переходных металлов в воде Мирового океана не возрастает, несмотря на непрерывное их поступление из эндогенных и экзогенных источников. Рассматривая эти факты, В.М. Гольдшмидт [Goldschmidt, 1937] полагал, что сорбция является главным процессом в удалении этих металлов из морской воды. Позднее в начале широкого геохимического изучения океана идеи В.М. Гольдшмидта получили развитие в работах Гольдберга [Goldberg, 1954] и Краускопфа [Krauskopf, 1956, 1957]. Подчеркивая высокую сорбционную активность гидроокислов Fe, Гольдберг и Аррениус [Goldberg, Arrhenius, 1958] высказали мысль, что поглощение тяжелых металлов из морской воды этим сорбентом является автокаталитическим процессом. Однако этими авторами не приводились какие-либо данные о сущности процесса.

Процессы извлечения микроколичеств переходных металлов из морской воды гидроокислами Fe, Mn характеризуются крайне низкими скоростями. Исследования отдельных составляющих системы конкреционного рудообразования в океане (собственно вещество конкреций, состав морской воды, вмещающие, ассоциирующие осадки, специфика источников металлов и др.) позволяют лишь весьма ориентировочно оценивать параметры процесса и косвенно судить о его механизме.

Исследования, ведущиеся в течение последних двух десятилетий специалистами различных областей химии и геохимии по сорбционному извлечению переходных металлов из растворов сложных электролитов гидроокислами Fe и Mn и других металлов, существенно расширили представления о содержательных аспектах этих процессов. Основные итоги этих исследований могут быть кратко представлены в следующих положениях.

Концентрация и состав сорбируемых металлов. Изучение процессов поглощения тяжелых металлов гидроокислами Fe в природных бассейнах показывает, что эти процессы протекают в широком диапазоне концентраций, причем нижняя граница определяется величинами растворимости образующихся продуктов. Однако определения нижнего концентрационного предела носят нередко условный характер из-за явлений комплексообразования.

Особое место в этих исследованиях занимает вопрос о специфике сорбции в области относительно низких (10^{-1}–10^{-2} мкг/л) и сравнительно высоких ($> 10^{3}$ мкг/л) концентраций. В ряде работ [Чуйко и др., 1974; Kurbatov et al., 1951; Tewari et al., 1972; Varentsov, Pronina, 1973] показано, что в области относительно низких концентраций сорбция тяжелых металлов гидроокислами Fe и Mn имеет менее выраженный ионообменный характер, чем при более высоких концентрациях. Отмечается, что при сравнительно низких концентрациях ($< 10^{-4}$ мкМ (микромолей)) сорбция Co и Zn не описывается уравнением Лэнгмюра в отличие от сорбции Ca и Na, которая подчиняется этой закономерности в широком диапазоне концентраций.

Состав и концентрация компонентов фонового электролита. Природные среды, в которых происходит сорбция тяжелых металлов гидроокислами Mn и Fe, являются сложными растворами электролитов с существенными содержаниями щелочных, щелочноземельных катионов и хлоридных, сульфатных, гидрокарбонатных анионов. Морская вода является ярким примером такого природного электролита. Работами Биверса [Beevers, 1966] А.И. Новикова с соавторами [Новиков, 1972; Новиков, Гончарова, 1972; Новиков, Князева, 1977; Новиков и др., 1977] и Идзиковского [Idzikowski, 1971, 1972а,в, 1973] показано, что сорбция ряда тяжелых металлов Zn(II), Pb(II), Co(II), Cd(II), Cu(II), Ag(II) и др. гидроокислами Fe существенно возрастает при увеличении содержания компонентов фонового электролита, причем из сульфатных растворов Na, K, Mg поглощение происходит примерно в 3 раза

интенсивнее по сравнению с нитратными и хлоридными растворами равной ионной силы. Объяснение такого эффекта дается А.И. Новиковым [1972], рассматривающим это явление как гидратацию ионов "нейтральных" солей, находящихся в растворе в значительных концентрациях, и связанное с этим относительное возрастание эффективной концентрации сорбируемого компонента, увеличение степени его полимеризации (эффект высаливания), что приводит к возрастанию сорбции при тех же величинах pH. В кислой среде увеличение концентрации фоновой соли приводит к уменьшению сорбции.

При сорбции переходных металлов модификациями MnO_2 не отмечено выраженного влияния компонентов фоновых солей в интервале pH 6–8 [Tewari et al., 1972]. Конкурирующее влияние Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+} проявляющееся в существенном снижении сорбции на примере Co, наблюдалось для концентраций этих элементов, соответствующих их количествам в морской воде при содержании Co $1 \cdot 10^{-7}$ M в интервале pH от 2 до 10 [Murray, 1975b].

Особенности фазового состава, структурные и поверхностные характеристики гидроокислов железа и марганца. Исследованиями Сипало-Жульевича и Вольфа [Sipalo-Žuljević, Wolf, 1973] показано, что La(III) и Co(II) в одинаковой мере сорбируются как свежеобразованной гидроокисью Fe в растворе этих компонентов, так и вносимой в раствор зрелой, существенно раскристаллизованной разновидностью. Различия отмечаются лишь в скоростях сорбции. Авторы указывают не только на поверхностный характер процесса, но и на существенную роль внедрения поглощаемых катионов в структуру поглотителя.

Результаты, полученные Андерсоном с соавторами [Anderson et al., 1973], свидетельствуют, что резкие различия в кристалличности двух модификаций двуокиси Mn (бернессита, $\sigma = MnO_2$, и пиролюзита, $\gamma = MnO_2$), использовавшихся в качестве сорбентов, отражаются лишь на времени достижения равновесной концентрации Ag, но не на величине емкости поглощения.

Особенности сорбции тяжелых металлов гидроокислами Fe и Mn в различных интервалах pH, Eh, концентраций растворенного O_2. При рассмотрении степени критичности таких параметров, как pH, Eh, концентрации растворенного O_2 для изучения процессов сорбции тяжелых металлов гидроокислами Mn и Fe важно учитывать, что условия в зоне межфазного раздела при этих процессах весьма существенно отличаются от того, что наблюдается в массе раствора. В работе Габано и соавторов [Gabano et al., 1965] предложена модель сорбции тяжелых металлов на MnO_2. Авторы считают, что поверхностный заряд MnO_2 определяется pH раствора. В интервале pH, характерном для природных вод (pH = 5–11) гидратированная MnO_2 имеет отрицательный заряд. Эти представления разделяют Поссельт и соавторы [Posselt et al., 1968], однако они допускают также возможность контактного окисления Mn(II) → Mn(III), чтобы объяснить высокую емкость поглощения Mn(II) по сравнению с некоторыми другими ионами: Ag(I), Ba(II), Ca(II), Mg(II), Nd(III), Sr(II).

Рядом исследователей [Бальзанова и др., 1977; Чуйко и др., 1974; Душина, Алексовский, 1976; Sipalo-Žuljević, Wolf, 1973; Duval, Kurbatov, 1952; Teweri et al., 1972; Anderson et al., 1973] установлено, что сорбция тяжелых металлов, особенно подверженных гидролизу, резко возрастает с увеличением pH до определенного интервала. При относительно низких значениях pH явления сорбции рассматриваются как ионный обмен между H^+ из OH-групп сорбента и поглощаемого иона. Авторы считают, что в области щелочных значений pH, гидролиз является главным фактором поглощения. Однако, изучая поглощение различными модификациями MnO_2, Андерсон с соавторами [Anderson et al., 1973] подчеркивают, что эти явления нельзя объяснить категориями "поверхностной сорбции". При поглощении Ag наблюдается обмен с H^+, посторонними ионами структуры поглотителя и собственно структурным Mn(II).

Соотношение между молекулярной сорбцией, ионным обменом, взаимодействие со структурными ионами гидроокислов, химическими реакциями в зоне межфазного контакта в процессе поглощения тяжелых металлов гидроокислами. В предыдущем разделе отмечалось, что наблюдаемые особенности поглощения тяжелых металлов гидроокислами могут быть лишь частично объяснены такими моделями, как ионный обмен или молекулярная сорбция.

В обзорной работе Меррея и Бревера [Murray, Brewer, 1977] была предпринята попытка оценить соотношение между специфической (химической), электрохимической (кулоновской) и сольватационной адсорбцией. Отмечается, что экспериментально определить раздельное влияние каждого из этих видов адсорбции весьма трудно. Оценка относительного вклада каждого вида сорбции производится преимущественно расчетным путем на основе ряда теоретических моделей. Наиболее простой случай представляет ионная адсорбция, которую можно оценить исходя из того, что количество адсорбированных ионов не может превышать величину, эквивалентную поверхностному заряду. Экспериментально показано [Murray, 1975a, b], что ионы щелочных металлов (Na^+, K^+) испытывают лишь электростатическое взаимодействие с поверхностью гидроокисла. Ионы переходных металлов сорбируются гидратированной MnO_2 более интенсивно, чем ионы щелочей и щелочных земель ($Na = K < Mg < Ca < Sr < Ba < Ni < Zn < Mn < Co$). Установлено, что ионы, интенсивность поглощения которых существенно увеличивается с возрастанием pH, наиболее трудно и лишь частично поддаются десорбции при снижении pH. Такая выраженная селективность поглощения на гидроокислах металлов объясняется их специфической (химической) сорбцией.

В работе Штумма с сотрудниками [Stumm et al., 1976] дается обзор существующих моделей взаимодействия металлов с поверхностью гидроокислов. Рассматривая зависимость сорбции мономерных форм металлов гидроокислами от величин pH, авторы не считают необходимым привлекать явления гидролиза. Они полагают, что такая зависимость может быть интерпретирована как изменение основ-

ности поверхностных MeO^--групп и химическим сродством этих групп к поглощаемому металлическому иону.

В исследованиях А.И. Новикова с сотрудниками [Новиков, 1972; Новиков, Гончарова, 1972; Новиков, Князев, 1977; Новиков и др., 1977] отмечается, что существующие многообразные представления о химизме сорбции и соосаждения микроколичеств переходных и других металлов гидроокислами не могут адекватно объяснить наблюдаемые в экспериментах результаты. Авторами предлагается модель "координационного соосаждения, сорбции", сущность которой состоит в образовании в системе гидроокись – сорбируемый компонент мостиковых оловых, оксо – или водородных связей.

В работе Джеймса и соавторов [James et al., 1975], посвященной анализу различных моделей сорбции металлических ионов на границе раздела гидроокись – раствор, отмечено, что ни одна из известных моделей не является полностью удовлетворительной. Авторы отмечают, что наблюдаемое возрастание сорбции металлов от 0 до 100% в узком интервале pH можно объяснить образованием гидроксо-комплексов. Однако поглощение металлов нередко происходит из растворов с такими величинами pH, что лишь небольшая доля общего количества аквасоединений металла присутствует в форме растворимых гидроксо-комплексов. Выяснение реального механизма процесса крайне сложно из-за экспериментальных трудностей и допущений при написании реакционных схем. Авторы подчеркивают, что разделяемая ими модель формирования аква-гидроксо-комплексов [James, Healy, 1972a–c; James et al., 1975] не позволяет однозначно выявить значение участвующих реакционных механизмов (ионный обмен, поверхностный гидролиз, гидролиз и специфическая адсорбция продуктов гидролиза).

В исследовании Ю.В. Егорова [1975] вводятся представления о пептизационном, окси-кислотном, гидроксо-комплексном механизмах сорбции. Отмечается, что ионный обмен не исключает хемосорбционного взаимодействия, составляющего основу предлагаемой автором модели. Автор подчеркивает, что "первичная сорбция" означает акт достраивания сорбированным ионом твердой фазы путем структурного в нее вхождения.

Работы Мак-Кензи [McKenzie, 1970, 1972] заметно расширили представления о сорбции тяжелых металлов гидроокислами Mn. Этим автором показано, что при сорбции Co, Cu, Ni гидроокислами Mn из хлоридных растворов при pH < 5 процесс протекает в две стадии: 1) быстрая сорбция ионов металлов (Cu > Co > Ni), сопровождаемая вытеснением с поверхности обменных ионов H^+, K^+, Mn^{2+}; 2) Мак-Кензи полагает, что Co(II) после поглощения взаимодействует со структурным Mn(III). Происходят окислительно-восстановительные реакции: Co(II) → Co(III); Mn(III) → Mn(II), сопровождаемые переходом Mn в раствор. Возможность этих реакций объясняется различиями в величинах энергии стабилизации кристаллического поля данных элементов.

В исследованиях Логанатана и Бюро [Loganathan, Burau, 1973] основные идеи Мак-Кензи получили дальнейшее развитие. Серьезное уточнение этих работ было сделано Мерреем [Murray, 1975 a, b], показавшим, что лишь 10% поглощенного Co могут быть связаны с Mn, выделившимся в раствор из сорбента, представленного MnO_2. На материале железомарганцевых конкреций Тихого океана идеи Мак-Кензи [McKenzie, 1970, 1972] были подтверждены Ренаром и Мишаром [Renard, Michard, 1973].

Исследованиями Джиованоли и соавторов [Giovanoli et al., 1976; Glovanoli et al., 1969, 1976; Giovanoli, Stähli, 1970; Giovanoli, 1976] освещены широкие аспекты сорбции переходных металлов гидроокислами в связи с изучением природных процессов. Установлено, что ионы двух валентных переходных металлов могут входить в структуру 10Å-ной модификации MnO_2 бузерита (тодорокит), способствуя повышению стабильности кристаллической решетки этого соединения.

В ряде геохимических работ [Goldberg, 1961; Hem, 1963, 1977; Morgan, Stumm, 1965; Stumm, Morgan, 1970; Murray et al., 1968; Michard, 1969; McKenzie, 1975; Burns, 1965, 1976] показано, что сорбция Mn, Co и других переходных металлов гидроокислами протекает в широком диапазоне концентраций, характерных для морских вод, и сопровождается межфазным окислением поглощенных металлов. Однако экспериментально обоснованной модели, описывающей реакционный механизм взаимодействия, в этих работах не приводится.

Из краткого обзора рассмотренных выше исследований можно сделать заключение, что большинство авторов отмечают неадекватность существующих моделей для объяснения наблюдаемых явлений сорбционного взаимодействия микроколичеств металлов с гидроокислами. Причина такой несостоятельности заключается в известной фрагментарности исследований, неадекватности принятых допущений, сложности идентификации компонентов системы, начиная от формы нахождения сорбируемого компонента, через гидратированные мономеры металлов, полимеры металлов низкого и высокого молекулярного веса до коллоидных, кристаллических гидроокислов, окислов. Наши исследования [Пронина, Варенцов, 1973; Пронина, и др., 1973; Варенцов и др., 1978; Varentsov, Pronina, 1973, 1976] по сорбции Mn, Fe, Ni, Co и синтезу гидроокисных фаз этих металлов на гидроокислах Fe и Mn позволили вскрыть некоторые особенности механизма этого процесса. Установлена высокая селективность поглощения этих металлов из морской воды. Показано, что начальные стадии процесса носят ионообменный характер, преимущественно для Ni, в меньшей мере для Co, Mn, Fe. В более поздние стадии происходит формирование необменных, прочносвязанных форм этих металлов, представленных гидроокисными фазами. Исследование соединений, синтезированных на гидроокислах Fe(γ-FeO·OH) при помощи методов рентгеноструктурного анализа, рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии, позволило диагностировать состав новообразованных соединений, оценить распределение валентных форм аккумулированных металлов. Установлено, что в этом слож-

ном многостадийном взаимодействии ведущим является хемосорбционный с автокаталитическим окислением этап накопления этих переходных металлов. Состав образующихся фаз в значительной мере контролируется соотношением количеств аккумулируемых компонентов в растворе и кинетическими параметрами.

Задача настоящей работы состоит в том, чтобы на основе экспериментальных исследований вскрыть основные параметры поглощения Mn, Fe, Ni и Co из раствора морской воды гидроокислами Mn, диагностировать состав новообразованных соединений, оценить относительную роль факторов, контролирующих эти процессы, и возможности экстраполяции полученных результатов для создания модели рудообразования в современных бассейнах.

ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В качестве исходной гидроокисной фазы в экспериментах использовали синтетически полученный гаусманит – Mn_3O_4. Данный поглотитель синтезировали в лаборатории по методике Мак-Кензи [McKenzie, 1971]. Диагностику полученного сорбента производили при помощи порошковой рентгенографии и методом электронной дифракции, подтвердивших наличие однородной фазы гаусманита (рис. 8). Роль гаусманита в геохимии процессов, протекающих в современных бассейнах, показана в работах Джиованоли и соавторов [Giovanoli, 1976; Giovanoli et al., 1976; Stumm, Giovanoli, 1976].

В экспериментах использовали искусственную морскую воду, приготовленную по прописи Бруевича [1946] на деионизированной основе с характеристиками: Cl – 19‰, S – 35‰, pH 8,10–8,15.

Исследуемые металлы во избежание гидролитических эффектов вводились с добавкой комплексообразователя – лимонной кислоты – в десятикратном избытке относительно мольных количеств присутствующих металлов. Железо вводили в раствор в виде железоаммонийных квасцов марки "чда" Mn – в виде $MnSO_4$ марки "чда", Co –

Таблица 1

Динамика синтеза окисных соединений Fe, Mn, Ni, Co в статических условиях

№ п/п	Концентрации в растворе, мкг/л							
	исходные				конечные			
	Ni	Co	Fe	Mn	Ni	Co	Fe	Mn
1	1640	1580	1320	700	10	938	864	552
2	1500	1540	1000	600	995	927	492	396
3	1420	1600	1360	400	980	857	805	342
4	1280	1360	960	500	811	894	665	624
5	1060	1320	1540	620	885	935	7	703
6	1140	1260	1000	630	847	934	575	790
7	1000	1000	940	565	600	850	0	1015

в виде $CoCl_2 \cdot 6H_2O$, марки "без Ni", Ni – виде $NiSO_4 \cdot 7H_2O$, марки "без Co". Исходные концентрации металлов показаны в табл. 1.

Эксперимент по поглощению проводили в 5-литровых полиэтиленовых бутылях, в которые помещали 0,3 г поглотителя. Встряхивание производили в течение 72 ч, после чего поглотитель отделяли от раствора на центрифуге. Для учета поглощения стенками сосуда и возможного гидролитического осаждения были поставлены холостые эксперименты. В конечном растворе определяли содержание Ni и Co полярографическим методом по каталитической волне H в присутствии диметилглиоксима [Виноградова и др., 1968] (чувствительность метода при одновременном определении Ni и Co не ниже 0,3 мкг/л, воспроизводимость определений $\pm 2{,}35\%$ (коэффициент вариации), при содержании элементов 2,9 мкг/л), Fe по фотометрической реакции с 1,10-фенантролином [Марченко, 1971] (молярный коэффициент погашения $\epsilon = 11{,}8 \cdot 10^3$, чувствительность метода составляет 20 мкг/л), Mn определяли фотометрически перманганатным методом [Марченко, 1971] (молярный коэффициент погашения равен $2{,}4 \cdot 10^3$). Отделенный на центрифуге поглотитель заливали новой порцией исходного раствора. Для накопления достаточных количеств металлов в эксперименте были проведены семь последовательных циклов взаимодействия, что позволило накопить весьма ощутимые количества Ni, Co, Mn, Fe (см. табл. 1). Полученный осадок отмывали от остаточных примесей компонентов морской воды деионизированной водой до исчезновения Cl^--ионов.

Состав исходного поглотителя и продукта изучали при помощи рентгенографии (камера Гинье, Fe-антикатод, Р. Джиованоли, Бернский ун-т, и в порошковой камере 57,3 мм, Cr-антикатод, V-фильтр, Г.В. Соколова, ГИН АН СССР).

Структуру исходного и конечного продукта изучали при помощи сканирующего электронного микроскопа (Хитачи, Акаши, мод. MS, M-2, Япония) и электронного микроскопа с высоким разрешением

из раствора морской воды на подложке гидроокиси Mn

Количество элемента, поглощенное из раствора, мкг/л				Суммарное количество элемента, поглощенное из 5 л раствора, мкг			
Ni	Co	Fe	Mn	Ni	Co	Fe	Mn
730	642	546	148	3650	3210	2280	740
505	613	508	104	6175	6275	4820	1260
440	743	555	58	8375	9990	7595	1550
469	466	295	-124	10720	12320	9070	930
175	385	1533	-83	11595	14245	16735	515
293	326	425	-160	13060	15875	18860	-285
400	150	940	-450	15060	16625	23560	-2535

Таблица 1 (окончание)

№ п/п	Скорость поглощения элементов, мкг/ч				% поглощения			
	Ni	Co	Fe	Суммарная	Ni	Co	Fe	Mn
1	50,69	44,58	31,67	126,94	44,21	40,06	34,54	21,14
2	35,07	42,57	35,28	112,92	33,33	39,63	50,80	17,33
3	37,50	51,59	38,54	127,63	30,98	43,12	40,84	14,50
4	32,57	32,36	20,49	85,42	36,61	34,18	30,07	-24,80
5	12,15	26,74	106,46	145,35	16,50	28,22	99,00	-11,16
6	20,35	22,64	29,51	62,50	25,73	25,91	42,50	-25,39
7	27,78	10,41	65,28	103,47	40,00	15,50	100,00	-79,65

Примечания. 1. Объем раствора 5 л, время взаимодействия 72 ч, навеска поглотителя 0,300 г. 2. Содержание поглощенных металлов в твердой фазе, %: Ni – 17,67, Co – 19,50, Fe – 27,64; ΔMe – количество поглощенного металла (Ni, Co, Fe, г).

$$Me_{тв.\ ф} = \frac{\Delta Me}{0{,}3 + \Delta Ni + \Delta Co + \Delta Fe + \Delta Mn} \cdot 100\%.$$

(Жеоль, Япония; Н.Д. Серебренникова, ГИН АН СССР; Р. Джиованоли, Бернский ун-т).

Состав и валентное состояние аккумулированных металлов изучали методом рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии на спектрометре марки VIEE-15. Возбуждение фотоэлектронов осуществляли с помощью $K\alpha$ излучения Mg, энергия фотонов которого равна 1253,6 эВ. Энергию связи для узких линий определяли с точностью ±0,1 эВ, разрешение было не хуже 1,2 эВ. Вакуум в спектрометре составлял $3 \cdot 10^{-7}$ торр. Калибровку спектров проводили по 1-S линии C, для которой было принято значение энергии связи (E_{CB}) электронов 285 эВ. Образцы для исследования в ненарушенном виде наносили на тонкорифленый алюминиевый цилиндр так, чтобы поверхность этого цилиндра была заполнена полностью.

Определение валентного состояния Fe в продукте осуществляли методом мессбауэровской спектроскопии. Съемку спектров проводили на мессбауэровском спектрометре электродинамического типа. Источником γ-квантов служил Co^{57} в решетке Pd. Регистрация производилась сцинциляционным счетчиком с кристаллом – NaI(Tl). Съемку вели при комнатной температуре и температуре жидкого N_2.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Анализ данных по динамике поглощения изучаемых компонентов (см. табл. 1) позволяет отметить ряд особенностей:

а) степень поглощения Co последовательно снижается к конечным этапам эксперимента от 40,06 до 15,50%;

б) для Ni эта тенденция снижения степени поглощения проявляется в менее выраженном виде;

в) для Fe наблюдается постепенное существенное возрастание степени поглощения в последние этапы (после 5-го) эксперимента до 100%;

г) для Mn до 3-го этапа отмечается постепенное снижение степени поглощения (от 21,14 до 14,50%). Позднее (4-7-й этапы) наблюдается выраженная десорбция Mn. Количество Mn, переходящее в раствор на последних стадиях, существенно превышает содержание этого металла в изначальном растворе.

В результате семикратных смен исходных растворов поглотителем были аккумулированы следующие относительные количества металлов (в %): Ni - 17,67, Co - 19,50, Fe - 27,64. Судя по данным динамики поглощения (см. табл. 1), Mn в целом в условиях эксперимента не накапливается. Количества Mn, перешедшие в раствор на последних этапах, превышают содержание этого металла в изначальном растворе на 2535 мкг. Эти данные позволяют считать, что из структуры субстрата (Mn_3O_4) при взаимодействии с находящимися в растворе Ni и Co было извлечено количество Mn, эквивалентное 16,14% поглощенного Co или 17,96% поглощенного Ni.

Изучение исходной фазы поглотителя, проводившееся при помощи сканирующего электронного микроскопа (рис. 1), показывает, что синтетический гаусманит представлен микроглобулярными агрегатами, на поверхности которых развиты тончайшие игольчато-шиповидные кристаллиты. На снимках, снятых под просвечивающим электронным микроскопом с более высоким разрешением (увеличение в $40 \cdot 10^3$ раз), видно, что на поверхности глобулярных агрегатов развиты мельчайшие бипирамидальные октаэдрические кристаллы, характерные для гаусманита (см. рис. 3, *1*).

На снимках новообразованного продукта (рис. 2) отчетливо различимо существенное укрупнение агрегатов, исчезновение выраженной глобулярности, развитие микрослоистых ступенчатых форм эпитаксических нарастаний новообразованных фаз (рис. 3, *2, 3*).

Рентгеновская фотоэлектронная спектроскопия позволяет исследовать параметры валентного состояния атомов и их кристаллохимические особенности. Возможности этого метода в последнее время широко обсуждаются [Миначев и др., 1975; Немошкаленко и др., 1976; Frost et al., 1972; Matienzo et al., 1973; Tewari, Lee, 1975, 1977; Briggs, Bosworth, 1977]. Специфика использовавшейся методики заключается в том, что достоверная информация о валентности интересующих ионов может быть получена лишь для поверхностной части изучаемого материала: глубина входа фотоэлектронов составляет в среднем 50-70 Å. Поэтому для изучения более глубоких участков использовалось травление поверхности исследуемого вещества ионами Ar с энергией 0,7 кэВ при силе тока 6 мА (давление в камере для приготовления образца было 0,14 торр). На исследуемых образцах проводилось двух-трехкратное травление с

шагом 3400–6000 Å. Определение структурно-химических особенностей сорбированного слоя производилось по спектрам 2p 3/2 электронов Ni, Mn и Co, приведенных на рис. 4,*а*, 5,*а*, 6,*а*.

Марганец. Спектр 2p 3/2 электронов Mn в наружной части характеризуется структурой с четким обособлением низкоэнергетической группы максимумов (области энергии связи 640–644 эВ). Эта низкоэнергетическая часть спектра отличается значительной шириной и асимметрией, позволяющими предполагать суперпозицию нескольких зарядовых состояний Mn. Об этом свидетельствует также неровная, ступенчатая конфигурация вершинной части спектра в данной области энергии связи. Из сопоставления полученного спектра с известными для различных окислов Mn [Миначев и др., 1975; Rosencwaig et al., 1971; Frost et al., 1972; Немошкаленко, Алешин, 1976] можно сделать вывод, что максимум, приходящийся на энергию связи 641,6 эВ, относится к Mn^{+2}, а максимум – 642,7 эВ – к Mn^{4+}. Из соотношения этих максимумов можно считать, что относительные количества Mn^{4+} и Mn^{2+} составляют соответственно 60 и 40% (см. рис. 4, *а, б*).

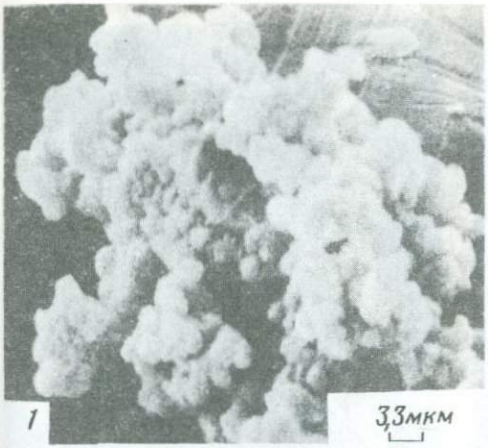
На глубине 6000 Å в сорбированном слое наблюдается изменение соотношений пиков, ответственных за Mn^{4+} и Mn^{2+}, относительные количества этих валентных форм Mn примерно равны (50:50%).

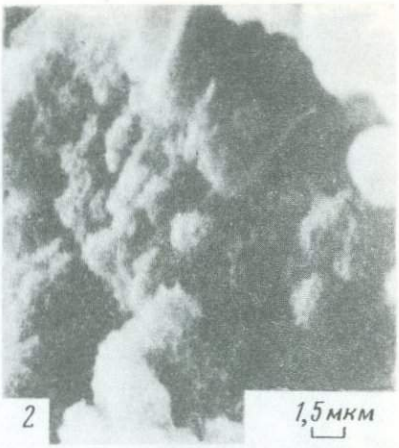
Для более глубоких интервалов сорбированного слоя – 12000 и 15000 Å – отмечается исчезновение пика, характерного для Mn^{4+}, и появление выраженного пика (641,4 эВ), соответствующего Mn^{3+}. Для интервала глубин 12000–12050 Å соотношения Mn^{3+} и Mn^{2+} соответственно составляют 70 и 30%. Несколько глубже 15000–15050 Å они заметно уменьшаются: Mn^{3+} – 40%, Mn^{2+} – 60%.

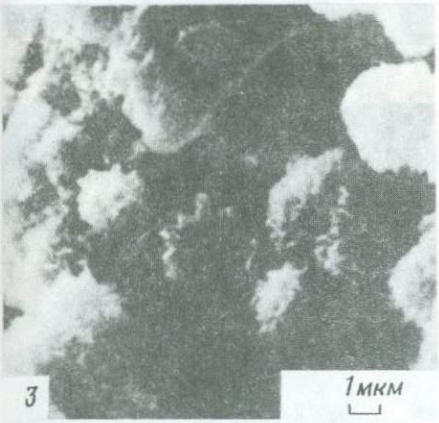
Никель. Спектры 2p 3/2 электронов Ni в наружной части сорбированного слоя также существенно отличаются значительной шириной: 3 эВ (см. рис. 5,*а*). Наряду с этим в высокоэнергетическом участке спектра на расстоянии 6–7 эВ наблюдается сателлитная линия. Она отчетливо подразделяется на две узкие компоненты с энергией связи 862,5 и 863,0 эВ. Переход к промежуточной части сорбированного слоя (глубина 6000 Å) приводит к отчетливому сужению основной линии 2p 3/2 электронов Ni и смещению ее в низкоэнергетическую сторону до величины 855, 5 эВ по сравнению с энергией связи основного максимума Ni в наружной части слоя 856,3 эВ. Значение 855,5 эВ характерно для Ni(II) [Миначев и др., 1975; Немошкаленко, Алешин, 1976; Rosencwaig et al., 1971; Frost et al., 1972], а сателлитная линия Ni имеет энергию

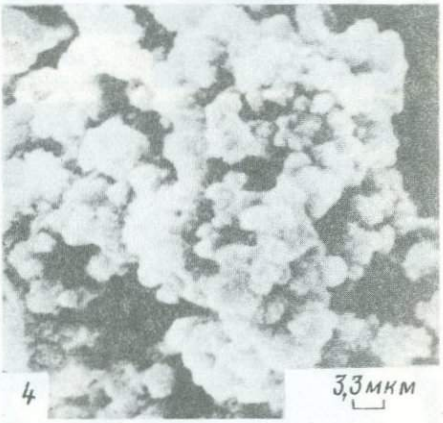
Рис. 1. Микрофотографии исходной гидроокиси Mn (гаусманит), снятые под сканирующим электронным микроскопом

1–3 и *4–6* – последовательная серия снимков, выполненных с возрастающим увеличением. Хорошо видна микроглобулярная структура агрегатов с развитием тонких игольчато-волокнистых кристаллитов на поверхности

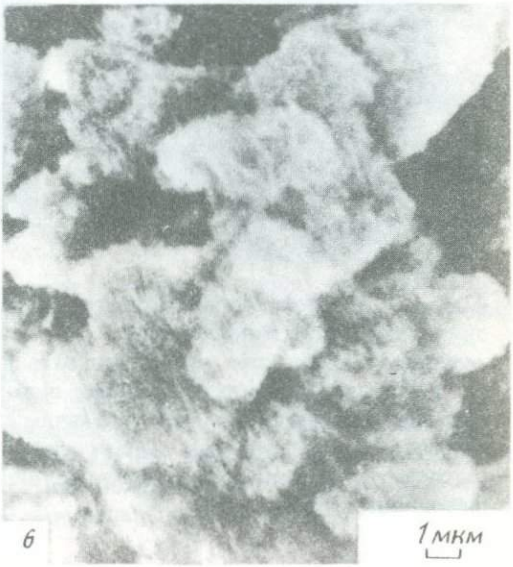

1
3,3мкм


2
1,5мкм


3
1мкм


4
3,3мкм


5
1,5мкм


6
1мкм

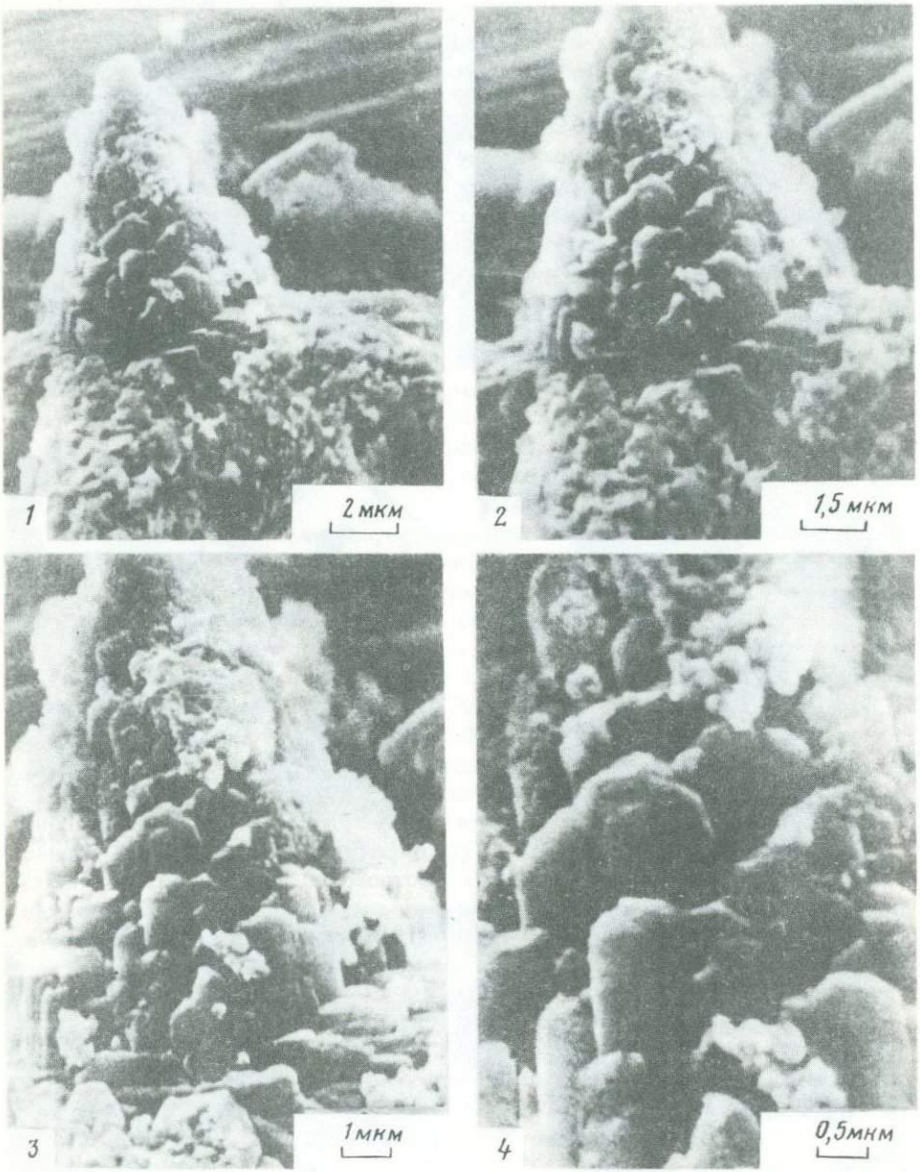


Рис. 2. Микрофотографии продукта, полученного в результате поглощения растворенных форм Ni, Co, Fe, Mn из морской воды гаусманитом, снятые под сканирующим электронным микроскопом

1–4 – последовательная серия снимков, выполненных с возрастающим увеличением. Ясно различимы существенное укрупнение агрегатов, исчезновение выраженной глобулярности, развитие микрослоистых, ступенчатых форм эпитаксических нарастаний новообразованных форм

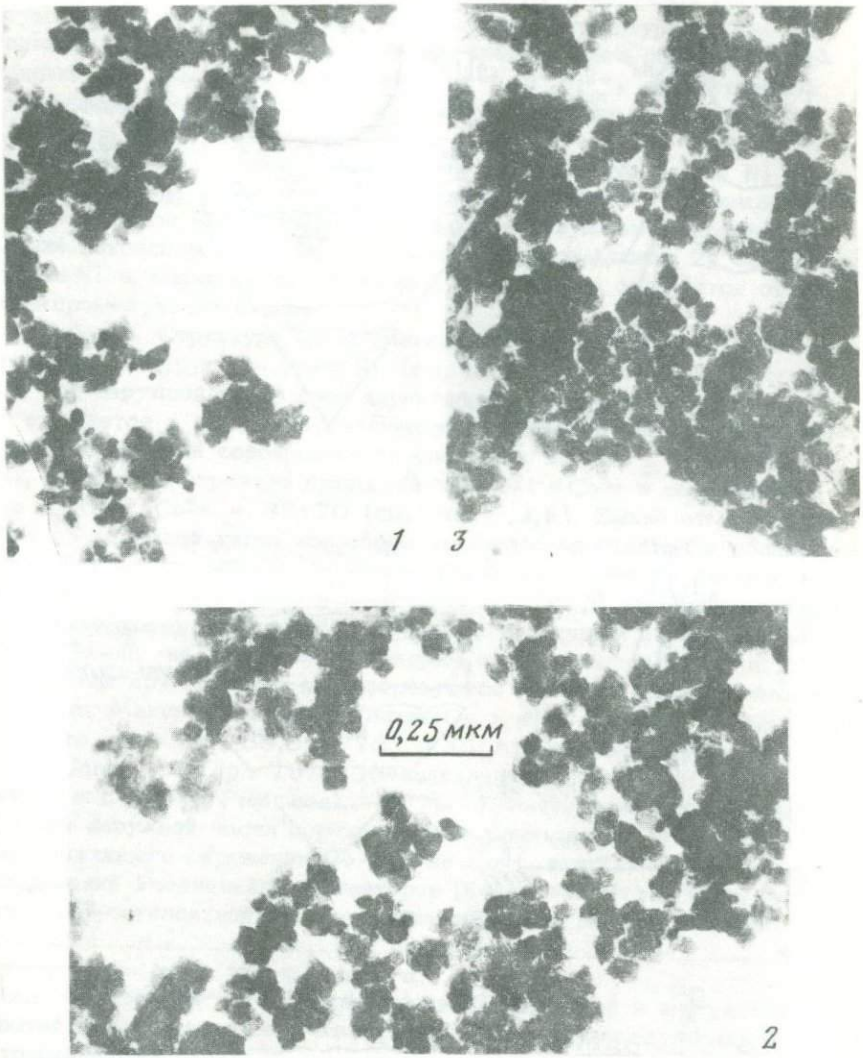


Рис. 3. Микрофотографии сорбента – гаусманита и продуктов, полученных в результате поглощения растворенных форм Ni, Co, Fe, Mn из морской воды гаусманитом, снятые под электронным микроскопом

1 – исходная фаза – гаусманит. Отчетливо видны бипирамидальные, октаэдрические кристаллографические формы отдельных частиц; $\times 40 \cdot 10^3$; *2–3* – поглотитель (гаусманит) после взаимодействия с морской водой, содержащей Ni, Co, Fe, Mn (продукты параллельных экспериментов). Видна выраженная агрегация частиц, менее четкая кристаллографическая их огранка с признаками коррозии исходных зерен и развития на них новообразованных сорбционных нарастаний: относительно более светлые каемки и участки вокруг сравнительно темных изначальных частиц; $\times 40 \cdot 10^3$

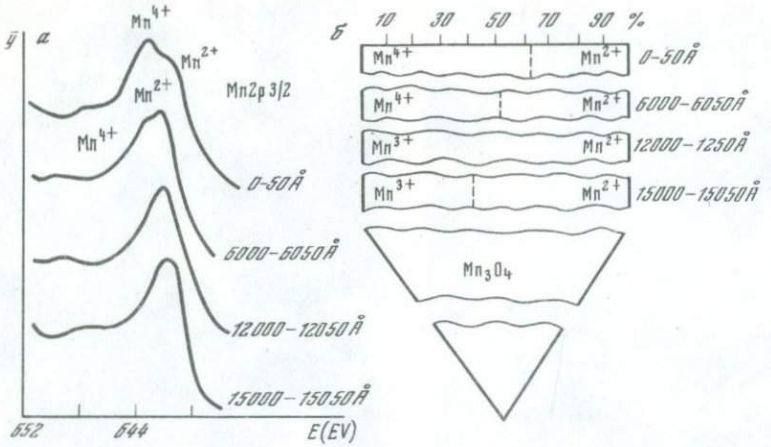


Рис. 4

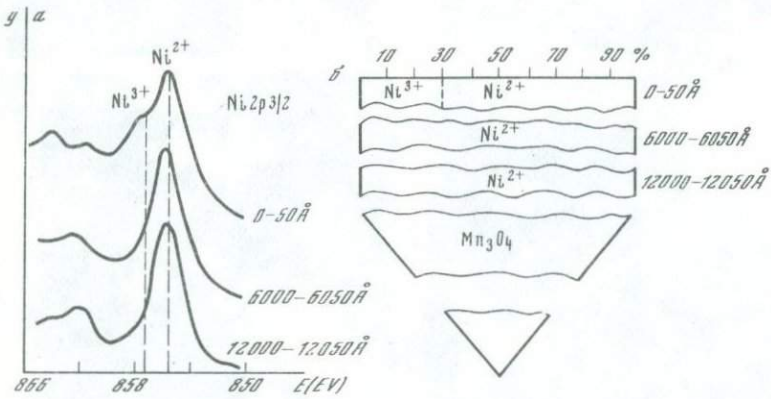


Рис. 5

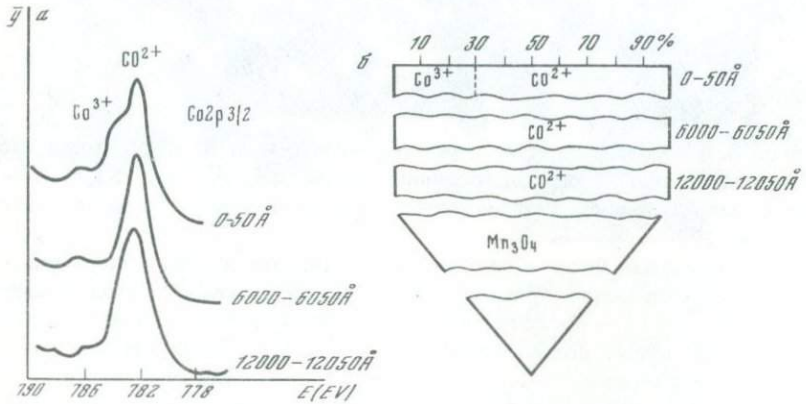


Рис. 6

связи 861,5 эВ. Таким образом, спектр Ni в наружной части слоя, судя по его значительной ширине и двойной структуре сателлитной линии, позволяет считать, что он представляет собой суперпозицию двух валентных состояний: Ni^{2+} и Ni^{3+}, относительные количества которых составляют соответственно 70 и 30% (см. рис. 5, *б*).

В двух более глубоких интервалах сорбированного слоя Ni находится главным образом в двухвалентном состоянии. Подчеркнем, что в этом случае наблюдается также соответствующее перераспределение интенсивности и на сателлитных линиях. Спектр 2p 3/2 электронов Ni в нижнем слое (глубина 12000 Å) не отличается от спектра промежуточного слоя.

Кобальт. Структура линий спектра 2p 3/2 электронов Co во многом близка структуре линий Ni (см. рис. 6, *а*, рис. 5, *а*). Спектр Co для наружной части слоя характеризуется значительной шириной и смещается в высокоэнергетическую область по сравнению с внутренними частями сорбированного слоя. Так же как и в случае с Ni, спектр Co отражает суперпозицию Co^{2+} и Co^{3+} в соотношении (в %) $Co^{3+}:Co^{2+} = 30:70$ (см. рис. 6, *а*, *б*). Важно отметить, что лишь в наружной части новообразованного слоя спектр Co обладает сателлитной структурой. Имеются серьезные основания считать, что данный сателлит в области энергии связи 785,2 эВ обусловлен дискретными потерями, которые связаны с вторичным переходом электронов 3d–4s на ионе Co^{3+}. Спектры Co на глубинах 6000 и 12000Å идентичны друг другу и характеризуются довольно симметричными линиями. Максимум основной линии Co в этих интервалах имеет энергию связи от 780,5 до 781,5 эВ, что соответствует наличию Co^{2+} [Миначев и др., 1975; Немошкаленко, Алешин, 1976; Rosencwaig et al., 1971; Frost et al., 1972]. Наличие сателлита в спектре Co для наружной части сорбированного слоя связано с особенностями ближайшего окружения Co^{2+}, а не Co^{3+}, так как из данных исследований Розенцвейга и соавторов [Rosencwaig et al., 1971] видно, что Co^{3+} сателлитной структурой не обладает, помимо того, об этом

Рис. 4. Спектры 2p 3/2 электронов Mn наружной и внутренних частей новообразованного слоя *(а)* и соотношения валентных состояний Mn в наружной и внутренних частях новообразованного слоя *(б)*

Рис. 5. Спектры 2p 3/2 электронов Ni наружной и внутренних частей новообразованного слоя *(а)* и соотношения валентных состояний Ni в наружной и внутренних частях новообразованного слоя *(б)*

Рис. 6. Спектры 2p 3/2 электронов Co наружной и внутренних частей новообразованного слоя *(а)* и соотношения валентных состояний Co в наружной и внутренних частях новообразованного слоя *(б)*

Таблица 2

Параметры мёссбауэровских спектров гидроокислов Fe, синтезиро

Образец	$T_{изм}$, °K	Изомерный сдвиг δE, мм/с	Квадрупольное расщепление ΔE, мм/с
а	300	0,18	0,68
	80	0,17	0,66
б	300	0,18	0,71
	80	0,17	0,69
в	300	0,18	0,66
	80	0,17	0,69
$Fe(OH)_3$ синтезированный	300	0,18	0,66
	80	0,17	0,66
Гетит из Красного моря (рентгеноаморфный)	300	0,15	0,57
	80	0,15	0,69
Гетит FeOOH мелкозернистый, 200 Å	300	0,20	0,55
	80	0,08	0,58

Примечание. Ошибка измерения составляет для δE и $\Gamma_{1/2} \pm$ $\pm$ 0,02 мм/с, для $\Delta E \pm$ 0,03 мм/с.

свидетельствует и относительно малая величина расстояния сателлит – Co^{3+} 2p 3/2 – 3,3 эВ вместо наблюдаемых обычно 4,5 эВ.

Из экспериментальных исследований [Миначев и др., 1975; Немошколенко, Алешин, 1976; Frost et al., 1972] известно, что сателлиты характерны главным образом для октаэдрической конфигурации Co–лиганд, а отсутствие их означает переход Co в тетраэдрическое окружение. Таким образом, во внутренних частях сорбированного слоя Co^{2+} распределен преимущественно по тетраэдрическим пустотам.

Методами мессбауэровской спектроскопии исследовалась кристаллохимическая специфика соединений Fe в новообразованном слое, сорбированном на подложке гаусманита. Исследовалась серия образцов (*а, б, в*), полученных в параллельных экспериментах (см. табл. 2, рис. 7).

Образец *а*. Спектр представляет собой квадрупольный дублет с величиной изомерного сдвига 0,17 мм/с и величиной квадрупольного расщепления 0,66 мм/с – эти параметры характерны для соединений Fe^{3+}. Ширина линий 0,48 мм/с, что в 1,5 раза превышает аппаратурную ширину линий. Величина эффекта порядка 1,8%.

ванных на подложке, представленной гаусманитом

Полуширина линий $\Gamma_{1/12}$, мм/с	Эффективное магнитное поле $H_{эф}$, кЭ	ϵ, % ($\pm$0,05)	$\frac{\epsilon\ 300}{\epsilon\ 80}$
0,61	-	1,00	0,55
0,48; 0,42	-	1,80	
0,61	-	0,53	
0,45; 0,60	-	1,50	0,34
0,65	-	0,20	0,15
0,54; 0,39	-	1,16	
0,62	-	2,50	0,66
0,54; 0,60	-	3,80	
0,46	-	7,70	-
0,45	454	-	
0,44	-	-	-
-			

Образец *б*. Спектр также представляет квадрупольный дублет с той же величиной изомерного сдвига и несколько большей величиной квадрупольного расщепления: ΔE= 0,69 мм/с. Линии слегка асимметричны, их ширина равна 0,45 и 0,6 мм/с для левой и правой компонент соответственно (ширина линий в 1,4 и 1,87 раза превышает аппаратурную). Величина эффекта 1,5%.

Образец *в*. Спектр имеет подобный предыдущему квадрупольный дублет с обратной асимметрией линий и величиной эффекта 1,16.

Постоянство изомерного сдвига порядка 1,17 мм/с и величина квадрупольного расщепления 0,66-0,69 мм/с свидетельствуют о том, что во всех трех случаях образовалось Fe^{3+}. В целом эти параметры характерны для гидроокиси Fe(III) что наиболее близко соответствует соединению $Fe(OH)_3$. В то же время различия, наблюдаемые в спектрах, относятся к величине эффекта, которая меняется при переходе от обр. *а* к обр. *в* от 1,8 до 1,16%, и к ширине линий. Очевидно, это отвечает изменению степени аморфности. В последовательном ряду *а*–*б*–*в* наблюдается уменьшение кристалличности, что отражено в расширении линий и изменении указанных параметров.

Таблица 3

Результаты расчета порошковых рентгенограмм исходного ному с автокаталитическим окислением взаимодействию гид Гинье, Fe Kα), по данны Р. Джиованоли, Бернский ун-т

Исходная гидроокись		Новообразованная фаза		Гаусманит Mn_3O_4 (ASTM 16-154)	
d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I
4,91	20	–	–	4,94	50
–	–	4,37	0,5	–	–
–	–	3,93	0,5	–	–
3,56	0,5	3,56	0,5	–	–
–	–	3,43	0,5	–	–
–	–	3,39	10,0	–	–
–	–	3,33	0,5	–	–
–	–	3,30	0,5	–	–
–	–	3,26	8,0	–	–
3,06	0,6	3,02	0,5	3,09	50
2,87	1,0	2,82	0,5	2,89	30
2,76	10,0	2,72	0,5	2,77	90
–	–	2,69	7,0	–	–
2,48	9,0	2,45	0,5	2,49	100
–	–	2,40	1,0	–	–
2,31	2,0	2,37	3,0	2,36	40

Приведенные параметры были получены для спектров, снятых при температуре жидкого N_2. Практически изменения параметров при переходе от комнатной температуры к температуре жидкого N_2 не наблюдается, за исключением значительного увеличения эффекта, что характеризует степень аморфности. В то же время, для мелкодисперсного гетита и для синтезированного ферригидрита при температуре жидкого N_2 наблюдается расщепление. Приведенные данные дают основание считать, что в новообразованном слое присутствует соединение типа $Fe(OH)_3$.

Диагностика исходного вещества поглотителя и новообразованных фаз производилась при помощи различных приемов порошковой рентгенографии (табл. 3, рис. 8). Из сравнительного рассмотрения рентгенограмм методом их непосредственного наложения можно сделать вывод, что сорбированный слой на подложке гаусманита характеризуется рядом новых, свойственных только ему рефлексов (3,39-3,26-2,69-1,97-1,88-1,74 и др.). Попытки соотнесения этих рефлексов с табличными данными, известными в литературе (ASTM и др.), могут привести к заключению о наличии в составе

материала и конечного продукта экспериментов по хемосорбционроокислов Mn с растворенными формами Fe, Mn, Ni, Co (камера

Исходная гидроокись		Новообразованная фаза		Гаусманит Mn_3O_4 (ASTM 16–154)	
d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I
–	–	2,35	0,5	–	–
–	–	2,33	1,0	–	–
–	–	2,32	1,0	–	–
–	–	2,18	1,0	–	–
–	–	2,11	0,5	–	–
2,04	5,0	2,10	2,0	2,04	40
–	–	1,97	6,0	–	–
–	–	1,88	5,0	–	–
–	–	1,81	4,0	1,82	20
1,782	5,0	–	–	1,795	50
–	–	1,75	0,5	–	–
–	–	1,74	4,0	–	–
1,696	5,0	1,72	2,0	1,706	30
1,634	2,0	1,64	0,5	1,642	20
1,579	7,0	–	–	1,575	80
1,541	10,0	1,55	0,5	–	–
1,44	6,0	1,49	0,5	1,468	10

сорбированного слоя следующих фаз: γ-MnO·OH (манганит); CoO·OH (гетерогенит); Co_2O_3; Ni_2O_3; $NiSO_4 \cdot 2H_2O$, что не противоречит данным рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии.

Однако тщательное изучение путем прецизионной съемки с помощью камеры Гинье изучаемого вещества со стандартными образцами и непосредственное сопоставление рентгенограмм, полученных в идентичных условиях, показывают, что γ-MnO·OH и CoO·OH могут быть исключены. Чисто численное совпадение величины межплоскостных расстояний не подтвердилось наличием полной серии рефлексов, необходимых для идентификации этих соединений. Возможность присутствия Co_2O_3 и Ni_2O_3 мало вероятна, так как условия синтеза этих соединений как стандартов ASTM и фаз, полученных в эксперименте, различны. Результаты исследований Аммана (R. Ammann) и Гюдела (H.I. Güdel) в Бернском университете (данные Р.Джиованоли) также указывают на малую вероятность образования Co_2O_3 и Ni_2O_3 в условиях проведенного эксперимента. Наличие $NiSO_4 \cdot 2H_2O$ вызывает известное сомнение, поскольку в данных условиях это соединение с большой вероятностью может при-

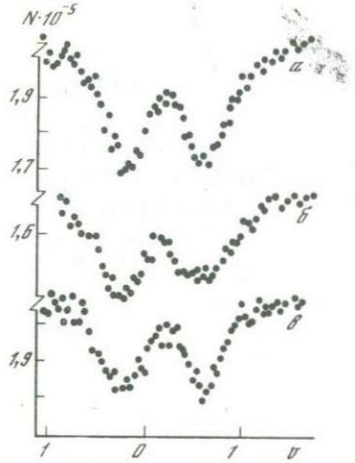


Рис. 7. Мёссбауэровские спектры продукта, полученного в результате поглощения растворенных форм Ni, Co, Fe, Mn из раствора морской воды гаусманитом. Спектры сняты при температуре жидкого N_2

а, б, в – продукты параллельных экспериментов. Параметры спектров соответствуют $Fe(OH)_3$. В образцах ряда *а–в* отмечается уменьшение кристалличности

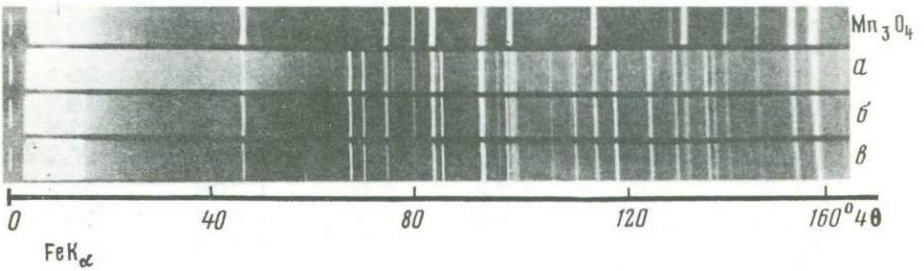


Рис. 8. Порошковая рентгенограмма, снятая при помощи прецизионной камеры Гинье. Данные Джиованоли, Бернский ун-т

Исходное вещество сорбента, представленного Mn_3O_4; *а–в* – продукты, полученные в результате поглощения растворенных форм Ni, Co, Fe, Mn из морской воды Mn_3O_4 (параллельные эксперименты)

сутствовать в форме тетрагидрата. Таким образом, несмотря на всю очевидность присутствия в составе сорбированного слоя новообразованных фаз, вопрос их точной диагностики остается еще нерешенным.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При проведении экспериментов по накоплению Ni, Co, Mn, Fe из морской воды гаусманитом проводился тщательный контроль по поддержанию идентичности условий в течение всех семи циклов-этапов. Однако поведение каждого из четырех сорбируемых компонентов характеризуется существенно специфическими особенностями. Из рассмотрения данных по динамике поглощения (см. табл. 1) можно сделать ряд выводов.

1. Степень поглощения Co непрерывно снижалась к конечным этапам эксперимента от 40,06 до 15,50%.

2. Для Ni тенденция снижения степени поглощения проявляется в менее выраженном виде, чем для Co.

Для Fe наблюдается существенное постепенное возрастание степени поглощения, что особенно ярко проявляется в последние этапы (после 5-го) эксперимента: до 100%.

Для Mn в начальные этапы (до 3-го) отмечается постепенное снижение степени поглощения (от 21,14 до 14,50%), в последующие этапы (4-7-й) наблюдается выраженная десорбция Mn. Количество Mn, перешедшее в раствор на последних этапах, заметно превышает содержание этого металла в изначальном растворе. Из данных по динамике поглощения можно было бы сделать вывод, что Mn в условиях эксперимента не накапливается, так как количества Mn, перешедшие в раствор в течение последних этапов, превышают введенное содержание этого металла на 2535 мкг. Таким образом, эти данные указывают на то, что из структуры субстрата (Mn_3O_4) в результате взаимодействия с находящимися в растворе Ni и Co было вытеснено количество Mn, эквивалентное 16,14% от поглощенного Co или 17,96% от поглощенного Ni.

Рассмотрение микрофотографий, снятых под сканирующим электронным микроскопом изначального поглотителя (Mn_3O_4) и новообразованных продуктов позволяет отметить две особенности: а) исходный поглотитель (см. рис. 1) характеризуется мелкоглобулярными образованиями, на поверхности которых развиты тончайшие игольчатые кристаллиты, являющиеся мельчайшими бипирамидальными кристалликами Mn_3O_4; б) конечный продукт (см. рис. 2) представлен крупными глобулярными агрегатами с отчетливыми формами новообразованного сорбированного слоя, имеющими характер ступенчато-слоистых эпитаксических нарастаний.

Очевидно, что в процессе накопления сорбируемых компонентов происходила агрегация, укрупнение частиц сорбента и образование на их поверхности с развитыми игольчатыми кристаллитами эпитаксических нарастаний. В результате общая величина активной поверхности поглотителя в ходе эксперимента существенно снижалась, что отразилось на сокращении степени поглощения Co и Ni. Подобные соотношения наблюдались при изучении динамики сорбционного синтеза окисных фаз Ni, Co, Fe, Mn на гидроокислах Fe [Варенцов и др., 1978].

Как видно из рентгеновских фотоэлектронных спектров Co, Ni, Mn и мессбауэровских спектров Fe, в сорбированном, новообразованном слое отчетливо проявляется тенденция к накоплению этих компонентов в состоянии относительно высоких валентностей. Однако интенсивность процессов окисления на границе раздела раствор-сорбент (Mn_3O_4) относительно ниже, чем в случае с гидроокислами Fe – γ-FeO·OH [Варенцов и др., 1978]. Наиболее примечательной особенностью является отсутствие высших ступеней окисления Mn ($Mn^{7+}Mn^{5+}$). Отмеченная картина распределения Mn в

данном случае проявляется в сравнительной обогащенности новообразованного слоя Mn^{4+} (см. рис. 4). Вместе с тем спектры Ni и Co новообразованного слоя сохраняют подобие спектрам синтезированных на лепидокроките соединений. Однако в данном случае распределение валентных форм Ni и Co близко к тому, что наблюдалось не в самой поверхностной части слоя, новообразованного на лепидокрокитовой подложке, а на некоторой глубине – порядка 3400–3450 Å.

Следует отметить общее относительное ослабление процессов накопления Co, Ni, Mn на гаусманите по сравнению с лепидокроките (табл. 4). Из данных, представленных в табл. 4, можно сделать вывод, что процесс аккумуляции компонентов протекает неравномерно: наиболее активное накопление наблюдается в начальные этапы и по мере развития новообразованного слоя относительное количество сорбированных компонентов уменьшается. Этот вывод согласуется с данными по динамике сорбции (см. табл. 1). Как отмечалось, снижение темпов поглощения связано с существенным сокращением поверхности сорбента.

Интересно отметить, что для рассматриваемого случая снижение относительной доли Ni^{3+} и Co^{3+} с глубиной происходит более резко, чем в экспериментах с лепидокрокитом, что, очевидно, связано со специфическим влиянием субстрата и с более высокими темпами накопления этих металлов.

В целом наблюдаемые соотношения валентных форм Ni, Co, Mn подтверждают ранее сделанный вывод [Варенцов и др., 1978] о том, что развитие высокоокисленных форм металлов в наружной части новообразованного слоя связано со снижением скоростей накопления сорбируемых металлов. Очевидно, что состав определенных зон новообразованного слоя определяется соотношением скоростей двух процессов: начального процесса поглощения, имеющего ионообменную и гидролитическую природу, и более позднего процесса автокаталитического контактного окисления.

Особое место занимают твердофазные реакции окисления-восстановления при диффузии сорбируемых ионов в структуру поглотителя. Именно с этими реакциями можно связывать кажущееся противоречие данных по динамике поглощения Mn (см. табл. 1) и распределения валентных форм этого металла в составе новообразованного слоя. Результаты проведенных экспериментов, и в частности рентгеновские фотоэлектронные спектры, позволяют более определенно интерпретировать явление вытеснения Mn^{2+} и Mn^{3+} из структуры гидроокислов Mn при поглощении Ni и Co [McKenzie, 1970, 1972; Loganathan, Burau, 1973; Murray, 1975a, b].

Полученные данные позволяют считать, что наряду с поглощением Mn и образованием фаз этого металла в составе новообразованного сорбированного слоя (см. рис. 4) происходит обменное вытеснение Mn^{2+} под воздействием ионов Ni и Co, Mn^{3+} под воздействием ионов Co из структуры гаусманита, прежде всего из участков дефектного строения. Процесс этот не является стехиометрическим:

Таблица 4

Соотношение интенсивностей линии 2p 3/2 Co, Ni, Mn для фаз, новообразованных на подложках, представленных гидроокислами Mn (гаусманит) и Fe (лепидокрокит) [Варенцов и др., 1978]

Глубина от поверхности новообразованного слоя, Å	2p 3/2 гаусманит / 2p 3/2 лепидокрокит		
	Co	Ni	Mn
0–50	0,74	0,68	0,44
6000–6050(6800–6850)	1,27	1,58	0,93

в раствор переходит количество Mn, эквивалентное 16,14% от поглощенного Co или 17,96% от поглощенного Ni. Таким образом, более 82% Co и Ni накапливаются в сорбированном слое.

Важно отметить, что Fe как наиболее интенсивно поглощаемый компонент (см. табл. 1) присутствует в новообразованном слое, по данным мессбауэровской спектроскопии, почти нацело в высшей степени окисления – в трехвалентном состоянии: соединение типа $FeO \cdot OH \cdot nH_2O$.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Критерием корректности генетической модели, созданной на основе анализа наблюдений природного процесса и экспериментального воспроизведения некоторых его звеньев, является адекватность, с которой эта модель описывает известные факты и новую информацию, относящуюся к этому явлению.

Рассматривая современные бассейны (прежде всего Мировой океан) как рудообразующие системы, в них можно выделить три главные категории: а) источники, б) среду переноса, в) собственно процесс рудообразования [Greenslate et al., 1973; Варенцов, 1976]. Описанные эксперименты были посвящены изучению механизма процесса формирования гидроокисных соединений Mn, Ni, Fe, Co при взаимодействии компонентсодержащего раствора (морской воды) с гидроокислами Mn. Проведенная работа базировалась на предыдущих исследованиях [Michard, 1969; Morgan, Stumm, 1965; Stumm, Morgan, 1970; Пронина и др., 1973; Пронина, Варенцов, 1973; Varentsov, Pronina, 1973, 1976; и др.]. Эти эксперименты позволяют считать, что гидроокисные фазы Mn, Fe, Ni, Co формируются в результате многостадийного хемосорбционного с автокаталитическим окислением взаимодействия активных поверхностей с компонентсодержащими растворами. В начальные стадии этого процесса протекают собственно реакции сорбции, ионного обмена с выраженным

селективным поглощением переходных металлов. Главными причинами такой высокой селективности являются химическое (кристаллохимическое) сродство ионов поглотителя и сорбируемых металлов, гидролитические реакции в зоне межфазного контакта. В более поздние стадии протекают реакции межфазного каталитического окисления поглощенных металлов, их взаимодействие со структурными ионами сорбента (гидроокислов Fe, Mn и реже других переходных металлов). Формирующиеся фазы в последующие этапы испытывают различные постседиментационные преобразования. Подобные единичные циклы могут последовательно многократно повторяться в течение геологически длительного времени. Экспериментальные возможности лаборатории позволяют воспроизводить лишь отдельные части природного процесса, протекающего с крайне низкими скоростями, соответствующими геохронологическим интервалам. Проведенные исследования показывают, что состав образующихся в результате такого автокаталитического процесса гидроокисных соединений переходных металлов контролируется рядом критических параметров. Наиболее активно процесс протекает в области слабощелочных значений pH (8,2) и выраженных окислительных величин Eh при наличии свободного растворенного O_2. Состав образующихся фаз определяется как величинами концентраций переходных металлов, так и их соотношением в компонентсодержащем растворе. Таким раствором является придонная морская вода, в которую растворенные металлы могут поставляться течением, в ряде случаев диффузией из подстилающих осадков и другими путями.

Экспериментами установлено, что минеральный состав соединений формируется вследствие оптимального соотношения скоростей двух основных стадий процесса: а) сорбционной и б) каталитического окисления, причем последняя стадия является определяющей, относительно высокие скорости первой стадии приводят к блокированию второй стадии – межфазного окисления. Для оценки того, сколь непротиворечиво объясняет данная генетическая модель известные природные наблюдения, целесообразно рассмотреть пример формирования самых богатых переходными металлами конкреций Мирового океана: район в северной части приэкваториальной субширотной зоны восточной части Тихого океана [Greenslate et al., 1973; Arrhenius, 1963; Frazer, 1977; Menard, Frazer, 1978; Piper, Williamson, 1977; Horn et al., 1974]. Данная зона принадлежит к субэкваториальной области весьма высокой биологической продуктивности, сравнительно низких скоростей седиментации (< 1 мм/10^3 лет), выраженной эрозионной деятельности подводных течений. В уплотненных донных осадках, представленных преимущесвенно верхнетретичными радиоляриевыми илами, рассеяны большие количества обломков измененных основных вулканитов – палагонитов, играющих роль ядер для большинства конкреций [Horn et al., 1974]. Важно подчеркнуть, что эта конкреционная зона примыкает к западному склону Восточно-Тихоокеанского поднятия, характеризующемуся грандиозной гидротермальной активностью.

Анализ перечисленных факторов, контролирующих конкреционное рудообразование, позволяет дать следующую интерпретацию. Металлы, аккумулируемые в конкрециях (Mn, Ni, Cu, Co), присутствуют в морской воде в растворенной форме в виде продуктов биологической планктонной переработки, осуществляемой в зоне фотосинтеза. Развитию конкреционного роста благоприятствует наличие обломков измененных основных вулканитов, играющих роль ядер. Наличие гидроокислов Fe, Mn в составе таких измененных вулканитов позволяет отнести их к числу значительно более активных сорбентов по сравнению с кремнистыми, радиоляриевыми осадками. Низкие скорости накопления ассоциирующих осадков благоприятствуют течению конкрецеобразования, так как седиментационные частицы в минимальной мере блокируют активные поверхности, на которых сорбируются переходные металлы. Близкую функцию осуществляют придонные течения, которые наряду с удалением седиментационного материала поставляют свежие порции металлоносного раствора в зону природного хроматографирования. Очевидно, благоприятное действие придонных течений на конкрецеобразование на этом участке дна происходило относительно долго: с позднемиоценового времени. Содержание аккумулируемых компонентов в природной воде и режим Eh, очевидно, обусловили темпы накопления и контролировали состав гидроокисных Fe–Mn фаз, например в последовательности минералов отражается нарастание окислительных условий: тодорокит – бернессит δ-MnO_2 [Чухров и др., 1978, 1976]. Интересно отметить, что характерная особенность последовательного каталитического накопления гидроокисных фаз переходных металлов отчетливо проявляется в наличии микрослоистых эпитаксических нарастаний, наблюденных под оптическим и сканирующим электронными микроскопами. Сравнение синтезированных гидроокисных соединений (см. рис. 1, 2) с природными конкрециями [Fewkes, 1973; Margolis, Glasby 1973; Sorem, Foster, 1972; Woo, 1973; Варенцов и др., 1978] указывает на наличие в них многих весьма близких текстурных особенностей.

В современных бассейнах установлена определенная роль микроорганизмов в процессах формирования окисных железомарганцевых руд [Дубинина, 1976; Ehrlich, 1972, 1975; Schweisfurth et al., 1978; и др.]. Работами Эрлиха [Ehrlich, 1972, 1975] и его сотрудников показано, что в основе процесса микробактериального окисления лежат явления ферментативного (биологического) катализа. В этом процессе выделяются две стадии [Ehrlich, 1972, p. 66]: а) сорбционная, б) собственно каталитического окисления. В течение первой стадии на активной поверхности происходит сорбционное накопление переходных металлов. Во время второй стадии совершается каталитическое окисление сорбированных металлов с участием специфических ферментов. Интенсивность, скорость такого окисления зависят от концентрации фермента. Исследованиями Швейсфурта и соавторов [Schweisfurth et al., 1978] установлено, что для ряда микроорганизмов (*Pseudomonas manganooxidans*) окисление Mn(II)

может происходить лишь при концентрации этого металла в растворе ниже $3 \cdot 10^{-5}$ М. Важно также подчеркнуть, что биокаталитическому окислению Mn благоприятствует введение в раствор комплексообразователей, понижающих ионную активность этого металла [Schweisfurth et al., 1978, p. 926]. Опытами Эрлиха [Ehrlich, 1972, p. 67] показано, что ферментативное окисление Mn(II) может происходить лишь в области сравнительно небольших для океана давлений – до 567 ат. Таким образом, реакции микробактериального окисления переходных металлов при всей их сложности протекают в полном соответствии с основными закономерностями химических преобразований [Дженкс, 1972; Брюс, Бенкович, 1970; Дж.Томас, Ч.Томас, 1969]. Для явлений микробактериального окисления Mn и других металлов основой механизма химических превращений могут быть рассмотренные выше реакции каталитического окисления. Однако можно полагать, что ограничений для последних в природных бассейнах относительно меньше. Кроме того, автокаталитическое окисление является главным процессом в формировании окисных металлоносных осадков [Варенцов, 1976; Morgan, Stumm, 1965].

Среди исследователей, изучающих формирование железомарганцевых конкреций, существуют сторонники исключительно альтернативного биогенного или абиогенного происхождения таких руд. Сложившаяся ситуация напоминает положение в биологической химии, когда в 70-х годах прошлого века происходила оживленная дискуссия между Либихом и Пастером о природе ферментов. Известно, что позднее с использованием достижений химии и химической кинетики было показано, что ферментативные процессы (биокатализ) представляют собой разновидность химических каталитических реакций, принципиально от них не отличаясь.

Таким образом, с учетом всех тех ограничений, которые присущи экспериментам, моделирующим природные процессы, на основе полученных данных, по-видимому, можно достаточно удовлетворительно объяснить явление рудообразования в современных бассейнах, приближаясь к пониманию их сущности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итоги проведенных экспериментов, данные по диагностике соединений, синтезированных на субстрате, представленном гидроокислами Mn (Mn_3O_4), позволяют сделать ряд выводов о модели процесса.

1. В результате анализа данных по динамике поглощения растворенных форм Ni, Co, Mn, Fe из раствора морской воды гидроокислами Mn, изучения изначального сорбента и конечных продуктов под сканирующим микроскопом, методом рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии, мессбауэровской спектроскопии, прецизионной рентгенографической идентификации установлено, что эти компоненты аккумулируются в виде новообразованного сорбированного слоя.

2. Процесс имеет сложную, многостадийную природу. Начальные стадии характеризуются развитием ионообменных, гидролитических

реакций [Варенцов, 1972, 1976; Варенцов и др., 1978; Егоров, 1975; Varentsov, Pronina, 1973; James et al., 1975]. В более поздние стадии происходит межфазное автокаталитическое окисление аккумулируемых компонентов.

3. Состав новообразованных соединений контролируется кинетическими параметрами двух главных стадий процесса: а) собственно сорбции компонентов; б) межфазного окисления. Данные по динамике поглощения и рентгеновские фотоэлектронные спектры различных интервалов новообразованного слоя свидетельствуют, что наиболее высокоокисленные формы аккумулированных металлов образуются при снижении скоростей поглощения, когда блокирующий эффект первой стадии не препятствует второй. Например, в конечные этапы эксперимента при заметном сокращении темпов сорбции в наружной части новообразованного слоя наблюдаются относительно бо́льшие количества окисленных форм металлов (в %): Mn^{4+} – 60, Co^{3+} – 30, Ni^{3+} – 30. Железо, по данным мессбауэровской спектроскопии, находится в составе сорбированного слоя в форме $FeO \cdot OH$.

4. Специфической особенностью поглощения переходных металлов гидроокислами Mn является частичное взаимодействие Ni и Co со структурными Mn^{2+} и Mn^{3+}. Установлено, что в результате такого взаимодействия в раствор из субстрата вытесняется Mn в количестве, эквивалентном 16,14% от поглощенного Co или 17,96% от поглощенного Ni. Основная часть Ni и Co накапливается в сорбированном слое.

5. Приведенные результаты и обзор современного состояния экспериментальных исследований по рассматриваемой проблеме позволяют считать состоятельной описанную ранее модель формирования рудных накоплений переходных металлов в современных бассейнах. Согласно этой модели процесс является многостадийным хемосорбционным явлением, в котором главная роль принадлежит межфазному автокаталитическому окислению аккумулируемых металлов.

Литература

Андрушенко П.Ф., Скорнякова Н.С. Состав, строение и особенности образования железомарганцевых конкреций Тихого океана. – В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967.

Бальзанова Т.А., Терешкова М.О., Чуйко В.Т. Термодинамическая интерпретация соосаждения некоторых металлов с гидроокисью железа. – Журн. аналит. хим., 1977, т. 32, № 1.

Безруков П.Л., Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. Вопросы генезиса железомарганцевых конкреций. – В кн.: Железомарганцевые конкреции Тихого океана. – Тр. ИОАН СССР, 1976, т. 109.

Бруевич С.М. Средний химический состав океанической воды и "нормальная" морская вода по современным данным. – Пробл. Арктики, 1946, № 4.

Брюс Т., Бенкович С. Механизмы биоорганических реакций. М.: Мир, 1970.

Варенцов И.М. О главных аспектах формирования железомарганцевых руд в современных бассейнах. – В кн.: XXIV сессия МГК: Докл. сов. геол. Проблема 4. Минеральные месторождения. М.: Наука, 1972.

Варенцов И.М. Геохимия переходных металлов в процессе формирования железомарганцевых руд в современных бассейнах. – В кн.: XXV сессия МГК: Докл. сов. геол. Проблема № 4. Минеральные месторождения. М.: Наука, 1976.

Варенцов И.М., Диков Ю.П., Бакова Н.В. К модели формирования Fe-Mn руд в современных бассейнах (эксперименты по синтезу окисных фаз Mn, Fe, Ni, Co на гидроокислах железа). – Геохимия, 1978, № 8.

Вернадский В.И. Очерки геохимии. 3. Геосферы. История марганца. Энергия геосфер. – В кн.: Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1954, № 1.

Виноградова Е.Н., Прохорова Г.В., Севастьянова Т.Н. Полярографическое определение Ni и Co в почвах и природных водах. – Вестн. МГУ, 1968, № 5.

Дженкс В. Катализ в химии и энзимологии. М.: Мир, 1972.

Дубинина Г.А. Изучение экологии железобактерий пресных водоемов. – Изв. АН СССР. Сер. биол., 1976, № 4.

Душина А.П., Алесковский В.Б. Ионный обмен как первая стадия превращения твердых веществ в растворах электролитов. – Журн. прикл. хим., 1976, № 1.

Егоров Ю.В. Статика сорбции микроэлементов оксигидратами. М.: Атомиздат, 1975.

Марченко З. Фотометрическое определение элементов. М.: Мир, 1971.

Миначев Х.М., Антошин Г.В., Шкиро Е.С. Изучение состояния никеля в многокомпонентных цеолитных катализаторах методом рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии. – Металлофизика, 1975, № 60.

Немошкаленко В.В., Алешин В.Г. Электронная спектроскопия кристаллов. Киев: Наукова думка, 1976.

Новиков А.И. О химизме соосаждения малых количеств элементов с гидратированными окислами. – В кн.: Соосаждение с гидратированными окислами. Душанбе: Изд-во Таджик. гос. ун-та, 1972, вып. 1.

Новиков А.И., Гончарова Л.К. Соосаждение Pb с гидроокислами Fe(III) и Zr. – В кн.: Соосаждение с гидратированными окислами. Душанбе: Изд-во Таджик. гос. ун-та, 1972, вып. 1.

Новиков А.И., Князев Н.А. О химизме соосаждения малых количеств элементов с гидроксидами. II. Соосаждение цинка с гидроксидом железа в условиях комплексообразования. – В кн.: Соосаждение с гидроксидами. Душанбе: Изд-во Таджик. гос. ун-та, 1977, вып. 2.

Новиков А.И., Шаффферт А.А., Якубова Н.С. Исследование зависимости между гидролизом 3d -элементов и сорбцией их осадками гидроксидов. – В кн.: Соосаждение с гидроксидами. Душанбе: Изд-во Таджик. гос. ун-та, 1977, вып. 2.

Пронина Н.В., Варенцов И.М. О специфике поглощения никеля и кобальта из морской воды природными гидроокислами железа и марганца. – ДАН СССР, 1973, т. 210, № 4.

Пронина Н.В., Варенцов И.М., Спектрова Л.В. и др. Изучение поглощения никеля и кобальта (биогенные формы) из морской воды природными гидроокислами железа, марганца. – Геохимия, 1973, № 6.

Скорнякова Н.С., Андрущенко П.Ф. Железомарганцевые конкреции в Тихом океане. – В кн.: Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970, кн. 2.

Страхов Н.М. Условия образования конкреционных железомарганцевых руд в современных водоемах. – Литол. и полез. ископ., 1976, № 1.

Томас Дж., Томас Ч. Гетерогенный катализ. М.: Мир, 1969.

Чуйко В.Т., Назаренко В.С., Кравцова А.А. Соосаждение никеля с

гидроокисями меди и железа из аммиачных растворов. – Журн. аналит. хим., 1974, т. 29, № 12.
Чухров Ф.В., Горшков А.И., Рудницкая Е.С. и др. О вернадите. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 6.
Чухров Ф.В., Звягин Б.Б., Горшков А.И. и др. Фероксигит – новая модификация FeO·OH. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5.
Anderson B.J., Jenne E.A., Chao T.T. The sorption of silver by poorly cristallized manganese oxides. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1973, vol. 37, N 3.
Arrhenius G. Pelagic sediments. – In: The Sea, N.Y.: Interscience, 1963, vol. 3.
Beevers J.R. A chemical investigation into the role of sorption processes in ore genesis. – Dept. Nat. Develop. Bureau of Miner. Resour. Geol. and Geophys., Canberra 1966, rep. 106.
Brewer P.G., Spencer D.W. Distribution of some trace elements in Black Sea and their flux between dissolved and particulate matter. – Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, vol. 20.
Briggs D., Bosworth Y.M. Comment on "Adsorption of Co (II) at the oxide-water interface. – J. Coll. and Interface Sci., 1977, vol. 59, N 1.
Burns R.G. Formation of cobalt (III) in the amorphous $FeO \cdot OH \cdot nH_2O$ phase of manganese nodules. – Nature, 1965, vol. 205.
Burns R.G. The uptake of cobalt into ferromanganese nodules, soil and synthetic manganese (IV) oxides. – Geochim. Cosmochim. Acta, 1976, vol. 40.
Burns R.G., Burns V.M. Manganese nodule authigenesis : mechanism for nucleation and growth. – Nature, 1975, vol. 255.
Burns R.G., Burns V.M. Mineralogy. – In: Marine manganese deposits. Amsterdam; Oxford; New York: Elsevier Sci. Publ. Comp., 1977.
Duval J.E., Kurbatov M.H. The adsorption of cobalt and barium by hydrous ferric oxide at equilibrium. – J. Phys. Chem., 1952, vol. 56.
Ehrlich H.L. The role of microbes in mangenese nodule genesis and degradation. – In: Ferromanganese deposits on the Ocean Floor: Conf. Arden House, Harriman, N.Y. 20–22 January, 1972. N.Y.: Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University; IDOE-NSF, 1972.
Ehrlich H.L. The formation of ores in the sedimentary environment of the deep sea with microbal participation: the case for ferromanganese concretion. – Soil Sci., 1975, vol. 119, N 1.
Fewkes R.K. External and internal features of marine manganese nodules as seen with SEM and their implication in nodule origin. – In: The origin and distribution of manganese nodules in the Pacific and prospects for exploration: Symp. Honolulu, Hawaii, 23–25 July, 1973. Honolulu: Valdivia manganese Exploration group; Universiry of Hawaii; IDOE-NSF, 1973.
Frazer J.Z. Manganese nodule reserves: an updated estimate. – Mar. Mining, 1977, vol. 1, N 1/2.
Frost D.C., Ishitani A., McDowell C.A. X-ray photoelectron study of transition metals oxides. – Molecul. Phys., 1972, vol. 24, N 1.
Gabano J.P., Etienne P., Laurent J.F. Etude des propretes de surface du oxyde de manganese– γ. – Electrochim. Acta, 1965, vol. 10, N 11.
Giovanoli R. Vom Hexaquo-Mangan zum Mangan-Sediment Reaktions sequenzen feinteiliger fester Manganoxid-hydroxide. – Chimia, 1976, vol. 30, N 2.
Giovanoli R., Bürki P., Giuffredi M., Stumm W. Layer structured manganese oxide hydrooxides. IV. The buserite group; structure stabilization by transition elements. – CHIMIA, 1976, vol. 29.
Giovanoli R., Feitknecht W., Maurer R., Häni H. Über die Reaction von Mn_3O_4 mit Säuren. – Chimia, 1976, vol. 30, N 6.
Giovanoli R., Stähli E., Feitknecht W. Uber Struktur und Reaktivität von Mangan (IV) Oxiden. – Chimia, 1969, vol. 23.

Giovanoli R., Stähli E. Oxide und Oxidhydroxide des drei- und vierwertigen Mangans. – Chimia, 1970, vol. 24.
Glasby G.P. Mechanisms of incorporation of manganese and associated trace elements in marine manganese nodules. – Oceanogr. Mar. Biol. A. Rev., 1974, vol. 12.
Goldberg E.D. Marine geochemistry. I. Chemical scavengens of the sea. – J. Geol., 1954, vol. 62.
Goldberg E.D. Chemistry in the oceans. – Oceanography, 1961, vol. 67.
Goldberg E.D., Arrhenius G. Geochemistry of pelagic Pacific sediments. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1958, vol. 13.
Goldschmidt V.M. The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. – J. Chem. Soc., 1937.
Greenslate J.L., Frazer J.Z., Arrhenius G. Origin and deposition of selected transition elements in the seabed. – In: The origin and distribution of manganese nodules in the Pacific and prospects for exploration: Symp. Honolulu. Hawaii, 23–25 July 1973. Honolulu: Valdivia manganese Explotation group; University of Hawaii; IDOE-NSF, 1973.
Hem J.D. Chemical equilibria and rates fo manganese oxidation. Chemistry of manganese in natural water. – In: Geological Survey Water-Supply Paper. Washington: U.S. Government Printing Office, 1963, iss. 1667–A.
Hem J.D. Reactions of metal ions at surfaces of hydrous iron oxide. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1977, vol. 41.
Horn D.R., Horn B.M., Delach M.N. Cooper and nickel content of ocean ferromanganese deposits and their relation to properties of the substrate. – In: The origin and distribution of manganese nodules in the Pacific and prospects for exploration: Symp. Honolulu, Hawaii, 23–25 July 1973. Honolulu: Valdivia Manganese Exploration group; University of Hawaii; IDOE–NSP, 1974.
Idzikowski S. Adsorption of inorganic ions on $d = Fe_2O_3$ from mixtures of strong electrolytes, Pt I. Adsorption of silver, cupric and aluminium ions as a function of indiferent salt concentration. – Roczniki Chem. (Ann. Soc. Chim. Polon.), 1971, vol. 45.
Idzikowski S. Adsorption of inorganic on $d = Fe_2O_3$ from mixtures of strong electrolytes. Pt II. Reletionship between the increase in adsorption and concentrations of the mixtures components. – Roczniki Chem. (Ann. Soc. Chim. Polon.) 1972a, vol. 46.
Idzikowski S. Adsorption of inorganic ions on $d = Fe_2O_3$ from mixtures of strong electrolytes. Pt III. Adsorption of cupric and aluminium clorides in presence of indifferent electrolytes. – Roczniki Chem. (Ann. Soc. Chim. Polon.), 1972b, vol. 46.
Idzikowski S. Adsorption of inorganic ions on $d = Fe_2O_3$ from mixtures of strong electrolytes. Pt IV. Adsorption of silver, cupric and aluminium sulphate in presence of indifferent electrolyte. – Roczniki Chem. (Ann. Soc. Chim. Polonorum), 1973, vol. 47, p. 231–238.
James R.O., Healy T.W. Adsorption of hydrolyzable metal ions at the oxide-water interface. I. Co (II) adsorption on SiO_2 and TiO_2 as model systems. – J. Coll. and Interface Sci., 1972a, vol. 40, N 1.
James R.O., Healy T.W. Adsorption of hydrolyzable metal ions at the oxide-water interface. II. Charge reversal of SiO_2 and TiO_2 colloids by adsorbed Co(II), La(III) and Th(IV) as model systems. – J. Coll. and interface Sci., 1972b, vol. 40, N 1.
James R.O., Healy T.M. Adsorption of hydrolyzable metal ions at the Oxide-water interface. III. Thermodynamic model of adsorption. – J. Coll. and Interface Sci., 1972c, vol. 40, N 1.

James R.O., Stiglich P.J., Healy T.W. Analysis of models of adsorption of metal ions at oxide-water interfaces. Faraday Discuss. – Chem. Soc., 1975, vol. 59.
Krauskopf K.B. Factors controlling the concentrations of thirteen rare metals in sea water. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1956, vol. 9.
Krauskopf K.B. Separation of manganese from iron in sedimentary processes. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1957, vol. 12.
Kurbatov M.H., Wood G.B., Kurbatov J.D. Isothermal adsorption of cobalt from dilute solutions. – J. Phys. Chem., 1951, vol. 55.
Loganathan P., Burau R.G. Sorption of heavy metal ions by a hydrous manganese oxide. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1973, vol. 37.
Margolis S.V., Glasby G.P. Micro-lamintaion in marine manganese nodule as revealed by scanning electron microscopy. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84.
Matienzo L.J., Yin L.I., Grim S.O., Swartz W.E. X-ray photoelectron spectroscopy of hickel compounds. – Inorgan. Chem., 1973, vol. 12.
McKenzie R.M. The reaction of cobalt with manganese dioxide minerals. – Aust. J. Soil Res., 1970, vol. 8.
McKenzie R.M. The synthesis of birnessite, cryptomelane and some other oxides and hydroxides of manganese. – Miner. Mag., 1971, vol. 28.
McKenzie R.M. The sorption of some metals by the lower oxides of manganese. – Geoderma, 1972, vol. 8.
McKenzie R.M. An electron microprobe study of the relationships between heavy metals and manganese and iron in soil and ocean floor nodules. – Aust. J. Soil Res., 1975, vol. 13.
Menard H.W., Frazer J.Z. Manganese nodules on the sea floor: inverse correlation between grade and abundance. – Science, 1978, vol. 199.
Michard G. Dépôt de manganese par oxidation. – Compt. Rend. Acad. Sci. Ser. D, 1969, t. 269.
Morgan J.J., Stumm W. The role of multivalent metal oxides in limnological transformations as examplified by iron and manganese. – In: Advances in Water Pollution Researches: Proceedings of the Second Intern. Confer., Tokyo, august 1964. N.Y.: Pergamon Press Book, 1965, vol. 1A.
Murray J.W. The surface chemistry of hydrous manganese dioxide. – J. Coll. Interface Sci., 1974, vol. 46, N 3.
Murray J.W. The interaction of metal ions at manganese dioxide-solution interface. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1975a, vol. 39.
Murray J.W. The interaction of cobalt with hydrons manganese dioxide. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1975b, vol. 39.
Murray J.W., Brewer P.G. Mechanisms of removal of manganese, iron and other trace metals from sea water. – In: Marine manganese deposits. Amsterdam; Oxford; New York: Eisevier Sci. Publ. Comp., 1977.
Murray D.J., Healy T.W., Fuerstenau D.W. The adsorption of aqueous metal on colloidal hydrous manganese oxide. – Adv. Chem. Ser., 1968, vol. 79.
Piper D.Z., Williamson M.E. Compositon of Pacific Ocean ferromanganese nodules. – Mar. Geol., 1977, vol. 23, N 4.
Posselt H.S., Anderson F.J., Weber W.J. Jr. Cation sorption on colloidal manganese dioxide. – Environmental Sci. and Technology, 1968, vol. 2, N 12.
Renard D., Michard G. Desorption des elements fixés sur un nodule de manganese des fonds oceaniques. – Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, Ser. D, 1973, t. 277.
Rosencwaig A., Wertheim G.E., Guggenheim H.J. Origins of satellites on inner-shall photoelectron spektra. – Phys. Rev. Let., 1971, vol. 27, N 8.

Schweisfurth R., Eleftheriadis D., Gundlach H. et al. Microbiology of the precipitation of manganese. In: Environmental Biogeochemistry and Geomicrobiology. vol. 3. Ann Arbor: Michigan USA: Ann Arbor Sci. Publ. Inc., 1978.

Sipalo-Žuljević J., Wolf R.H.H. Sorption of lanthanum (III), cobalt (II) and iodide, ions at trace concentrations on ferric hydroxide. – Microchim. Acta (Wien), 1973, p. 315–320.

Slowey J.F., Hood D.W. Cooper, manganese and zinc concentration in Gulf of Mexico waters. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1971, vol. 35, N 2.

Sorem R.K., Foster A.R. Internal structures of manganese nodules and implication in benefication. – In: Ferromanganese deposits on the ocean floor: Conf. Lamont-Doherty Geol. Observ. Columbia University, Palisades, New York, January 20, 21, 22 1972. Washington, USA: N.S.F., 1972.

Spencer D.W., Brewer P.G. The distribution of cooper, zink and nickel in sea water of Gulf of Main and the Sargasso Sea. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1969, vol. 33.

Spencer D.W., Robertson D.E., Turekian K.K., Folsom T.R. Trace element calibration and profiles at the Geosecs test station in the northeast Pacific Ocean. – J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, N 36.

Stumm W., Giovanoli R. On the nature of particulate manganese in simulated lake water. – Chimia, 1976, vol. 30, N 9.

Stumm W., Hohl H., Dalang F. Interaction of metal ions with hydrous oxide surfaces. – Croatica Chem. Acta (CCACAA), 1976, vol. 48, N 4.

Stumm W., Morgan J.J. Aquatic Chemistry. N.Y.: Wiley-Interscience. N.Y., 1970.

Tewari P.H., Campbell A.B., Lee W. Adsorption of Co^{2+} by oxides form aqueous solution. – Can. J. Chem., 1972, vol. 50.

Tewari P.H., Lee W. Adsorption of Co(II) at the oxide–water interface. – J. Coll. and Interface Sci., 1975, vol. 52.

Tewari P.H., Lee W.J. Comments on "Adsorption of Co(II)"... – J. of Coll. and Interface Sci., 1977, vol. 59, N 1.

Van der Weijden C.H. Experiments on the uptake of zinc and cadmium by manganese oxides. – Mar. Chem., 1976a, vol. 4.

Van der Weijden C.H. Some geochemical controls on Ni and Co concentration in marine ferromanganese deposits. – Chem. Geol., 1976b, vol. 18.

Varentsov I.M., Pronina N.V. [Варенцов И.М., Пронина Н.В.] On the study of mechanisms of iron-manganese ore formation in recent basins: the experimental data on nickel and cobalt. – Miner. Depos., 1973, vol. 8, N 2.

Varentsov I.M., Pronina N.V. Experimental study of ferro–manganese ores formation in recent basins: data of iron, manganese, nickel and cobalt. – In: XXV Intern. Geol. Congr.: Abstracts. Sydney, 1976, vol. 3.

Woo C.C. Scanning electron micrographs of marine manganese micronodules, marine pebble–sized nodules and fresh water manganese nodules. – In: The origin and distribution of manganese nodules in the Pacific and prospects for exploration; Symposium, Honolulu, Hawaii, 23–25 July, 1973. Honolulu: Valdivia manganese exploration group; University of Hawaii; IDOE-NSF, 1973.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение. 3

П.П. Тимофеев. Советская литология и пути ее развития 6

А.П. Лисицын. Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию 20

А.Г. Коссовская, В.Д. Шутов, И.М. Симанович. Современное состояние и перспектива развития проблемы эпигенеза (предметаморфизма) на континентах и в океанах 45

А.Ю. Леин, М.В. Иванов. Динамическая биогеохимия анаэробного диагенеза осадков 62

В.Н. Холодов. Геохимические типы питающих провинций континентального блока и их эволюция в истории Земли 76

Н.А. Еременко, И.Д. Зхус, М.В. Корж, Н.А. Крылов, Н.А. Минский, С.Г. Саркисян. Особенности литогенеза нефтегазоносных толщ в разных условиях 91

Ю.К. Бурлин, Е.Е. Карнюшина, А.И. Конюхов, О.К. Баженова. Кайнозойский и современный литогенез в осадочных бассейнах Тихоокеанского тектонического пояса. 104

П.П. Тимофеев, Л.И. Боголюбова, Св.А. Сидоренко. Литологический аспект в исследованиях органического вещества 114

Д.Г. Сапожников, И.В. Витовская, А.П. Никитина, Ю.Ю. Бугельский, А.Д. Слукин, Б.А. Богатырев, Ж.В. Домбровская, В.М. Новиков. Коры выветривания и осадочные формации 126

В.А. Теняков. Процессы выветривания и формирование месторождений бокситов 139

Е.И. Буэмаков, Л.И. Кулиш, Г.А. Мачабели, Е.А. Панских, А.А. Рожнов, Е.А. Соколова, Н.И. Хамхадзе. Особенности осадконакопления в некоторых марганцеворудных бассейнах СССР 146

Н.Б. Вассоевич, А.М. Акрамходжаев, Ю.К. Бурлин, Д.И. Дробот, И.П. Жабрев, И.Д. Зхус, М.К. Калинко, А.А. Карцев, А.Э. Конторович, Н.В. Лопатин, С.Г. Неручев, Л.А. Польстер, И.Д. Полякова, Г.Э. Прозорович, С.Г. Саркисян, А.С. Фомичев. Нефтематеринские породы 158

А.С. Соколов. Геологические закономерности образования и размещения месторождений серы и ее взаимоотношения с сернистыми углеводородами 176

Е.М. Шмариович, А.К. Лисицин. Е.А. Головин. Современное состояние и основные проблемы теории эпигенетического рудообразования в осадочных породах 183

Н.А. Созинов, Св.А. Сидоренко. Высокоуглеродистые отложения докембрия 198

В.З. Блисковский, Н.А. Красильникова, А.С. Соколов, А.М. Тушина, Ю.Ф. Шмелькова. Минералого-геохимические и литологические закономерности формирования фосфоритов 204

А.В. Щербаков, В.И. Дворов. Энергетика и гидрогеохимия осадочного процесса 211
О.М. Розен. Ассоциации первично-осадочных пород докембрия и типизация условий их возникновения 228
А.С. Корякин. Опыт сопоставления метаморфизованных и неметаморфизованных кор выветривания докембрия и фанерозоя 247
Н.А. Лисицына, Г.Ю. Бутузова. Зональность диагенетического минералообразования в осадках Мирового океана 254
Д.П. Хрущов. Основные типы эпигенетического оруденения в районах распространения соленосных толщ 268
И.М. Варенцов, Н.В. Бакова, Ю.П. Диков, Т.С. Гендлер. К модели формирования руд Mn, Fe, Ni, Co в современных бассейнах: эксперименты по синтезу гидроокисных фаз этих металлов на гидроокислах Mn 270

УДК 551.35:551.24(261)

Тимофеев П.П. Советская литология и пути ее развития. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 6–20.

Дается анализ истории зарождения и развития литологии, ставятся главные цели и проблемы познания формирования осадочных образований, намечаются задачи исследований.

Библиогр.: с. 20 (3 назв.).

УДК 551.35:551.24(261)

Лисицын А.П. Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с.20–45.

В работе рассматриваются результаты исследования роли эндогенного вещества и распространения обогащенных эндогенным веществом металлоносных осадков для Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Табл. 4, ил. 9, библиогр.: с. 43–45 (60 назв).

УДК 549 + 551.35(261/264)

Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Симанович И.М. Современное состояние и перспектива развития проблемы эпигенеза (предметаморфизма) на континентах и в океанах. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 45–62.

Дается общая картина распределения вторичных изменений в различных частях нашей планеты. На континентальном блоке выделены три типа регионального эпигенеза, им противопоставляется модель океанического эпигенеза.

Ил. 3, библиогр.: с. 60–62 (30 назв).

УДК 553.06:553.641

Леин А.Ю., Иванов М.В. Динамическая биогеохимия анаэробного диагенеза осадков. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с.62–76.

Рассматриваются задачи и методы динамической биогеохимии. Количественные характеристики процессов, оцениваемые динамической биогеохимией, базируются на применении радиоизотопов биогенных элементов S, C, N и их стабильных изотопов в комплексе с минералого-геохимическими и микробиологическими исследованиями. Использование методов динамической биогеохимии позволяет по-новому оценивать баланс редукционных процессов в современных и литифицированных осадках. В качестве примера приводится расчет баланса редукционных процессов для восстановленных осадков Тихого океана.

Табл. 3, ил. 8, библиогр. с. 74–76 (32 назв.).

УДК 552.501

Холодов В.Н. Геохимические типы питающих провинций континентального блока и их эволюция в истории Земли. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 76–90.

Рассматривается общая схема эволюции питающих провинций континентального блока на протяжении обозримой истории Земли. Выделены основные этапы эволюции, каждый из которых отличается собственным, индивидуальным составом.

Табл. 2, ил. 3, библиогр.: с. 89–90 (40 назв.).

УДК 551.35.261

Еременко Н.А., Зхус И.Д., Корж М.В., Крылов Н.А., Минский Н.А., Саркисян С.Г. Особенности литогенеза нефтегазоносных толщ в разных условиях. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 91–104.

Рассматриваются результаты изучения комплексом современных методов исследования взаимосвязи между изменениями глинистого и органического вещества осадочных пород.

Ил. 7, библиогр.: с. 103–104 (19 назв.).

УДК 551.35:551.24(261)

Бурлин Ю.К., Карнюшина Е.Е., Конюхов А.И., Баженова О.К. Кайнозойский и современный литогенез в осадочных бассейнах Тихоокеанского тектонического пояса. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 104–114.

Рассматриваются процессы накопления терригенных отложений, диатомовых илов и туфогенных образований в современных седиментационных бассейнах. Описываются также катагенетические преобразования основных типов пород.

Ил. 6, библиогр.: с. 114 (13 назв.).

УДК 552.5:583.8(571.1)

Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И., Сидоренко Св.А. Литологический аспект в исследованиях органического вещества. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 114–125.

Рассматривается связь направленности и характера первичного превращения органического материала углей с палеогеографическими обстановками и геотектоническим режимом областей современного и древнего торфонакопления в бассейнах седиментации. Показана роль ОВ в процессах минералообразования, описан также состав ОВ окраинных частей морей и океанов и определена стадия его катагенеза.

Библиогр.: с. 124–125 (35 назв.).

УДК 552.5.551.73

Сапожников Д.Г., Витовская И.В., Никитина А.П., Бугельский Ю.Ю., Слукин А.Д., Богатырев Б.А., Домбровская Ж.В., Новиков В.М. Коры выветривания и осадочные формации. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 126–139.

Дано определение коры выветривания, охарактеризованы ее морфогенетические типы и приведены их примеры. Рассмотрены вопросы зональности коры выветривания и условия формирования основных генетических типов профилей выветривания на разных породах, в различных регионах мира. Обосновано представление о коре выветривания как о продукте гипергенных метасоматических процессов и о типоморфных минеральных парагенезисах зональных кор выветривания. Затронуты вопросы, касающиеся механизма формирования минерального состава и накопления рудных концентраций в профилях выветривания в зависимости от характера и скорости массопереноса. На примере Уральского региона продемонстрирована корреляция коры выветривания с одновозрастными осадочными отложениями. Показано, что кора выветривания является одним из основных источников минерального материала, слагающего формации осадочных образований, и в частности осадочных железных руд и бокситов. Рассмотрен вопрос о провинциях коры выветривания и эпохах ее образования. Проведенные сопоставления показали, что за время фанерозоя минеральный состав и геохимия кор выветривания не подвергались заметным изменениям.

Ил. 5, библиогр.: с.138–139 (9 назв.).

УДК 552.5:551.73

Теняков В.А. Процессы выветривания и формирование месторождений бокситов. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 139–146.

На основании анализа развития кор выветривания в геологической истории Земли, а также условий, факторов и процессов бокситообразования доказывается сугубо экзогенная латеритная природа бокситов всех основных их генетических классов и типов и устанавливаются признаки эволюции бокситообразования за фанерозойское время.

Библиогр. с.145–146 (28 назв.).

УДК 552.5:551.73

Бузмаков Е.И., Кулиш Л.И., Мачабели Г.А., Панских Е.А., Рожнов А.А., Соколова Е.А., Хамхадзе Н.И. Особенности осадконакопления в некоторых марганцеворудных бассейнах СССР. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с.146–158.

Закономерности размещения полезных ископаемых в земной коре могут быть выявлены путем комплексных исследований. Одним из определяющих является литологическое направление. В статье показана роль литологических исследований при решении задач практической геологии, таких, как вопрос об источнике рудного вещества и генезисе месторождений, а также факторах, контролирующих оруденение. Поставленная задача решается на конкретном материале: рассматриваются марганцеворудные бассейны Дальнего Востока (Удско-Шан-

тарский), Южного Урала (Магнитогорский), Центрального Казахстана (Атасуйский) и Грузии (Чиатурский, Квирильский).

Результаты изучения перечисленных бассейнов подчеркивают важность литологических исследований для практических рекомендаций тектоно-магматического, литолого-фациального и стратиграфического характера.

Ил. 6, библиогр.: с. 158 (5 назв.).

УДК 551.35.261

Вассоевич Н.Б., Акрамходжаев А.М., Бурлин Ю.К., Дробот Д.И., Жабрев И.П., Зхус И.Д., Калинко М.К., Карцев А.А., Конторович А.Э., Лопатин Н.В., Неручев С.Г., Польстер Л.А., Полякова А.Д., Розорович Г.Э., Саркисян С.Г., Фомичев А.С. Нефтематеринские породы. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: 1981, с. 158–176.

Проблема нефтематеринских пород является одной из центральных в геологии. Она связана с изучением роли ОВ в литосфере, поскольку ОВ является обязательным компонентом осадков и пород. При изучении нефтематеринских свойств важен количественный подход с учетом типа ОВ. Проведение теоретических исследований в нефтяной геологии должно основываться на строго сформулированном понятийном аппарате. Сущность некоторых основных понятий раскрывается в статье. Качественным скачком в развитии осадочной породы, генерирующей УВ, является главная фаза нефтеобразования, после наступления которой порода превращается из потенциально нефтематеринской в нефтепроизводящую и в дальнейшем – в нефтепроизводившую. В понятии нефтематеринского потенциала существенно выяснение его практической стороны. Наряду с объемом генерации при определении потенциала важно выяснение степени эмиграции углеводородов. Авторами предложены новые приемы определения потенциала.

Табл. 2, библиогр.: с.174–176. (33 назв.).

УДК 553.06:553.641

Соколов А.С. Геологические закономерности образования и размещения месторождений серы и ее взаимоотношения с сернистыми углеводородами. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 176–182.

Рассматриваются вопросы генезиса месторождений одного из наиболее распространенных проявлений самородной S, формирующегося при окислении сероводорода. Этот процесс широко распространен в природе и легко воспроизводится экспериментально.

Библиогр.: с. 182 (13 назв.).

УДК 552.5:551.73

Шмариович Е.М., Лисицин А.К., Головин Е.А. Современное состояние и основные проблемы теории эпигенетического рудообразования в осадочных породах. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 183–197.

Рассматривается современное состояние проблемы генезиса эпигенетических месторождений урана в осадочных породах. Кратко характеризуются две группы оруденения: 1) инфильтрационная (окислительной зональности) с типами грунтового и пластового окисления и 2) спорного генезиса, в которой выделяются руды гематит(гетит)-

черниево-смолкового и керит-коффинит-смолкового ("уранобитумного") типов. В общем виде излагается теория экзогенного эпигенетического (инфильтрационного) уранового рудообразования и перечисляются основные гипотезы происхождения урановых руд, связанных с процессами восстановительного эпигенеза.

Библиогр.: с. 197 (40 назв.).

УДК 552.5.583.8(571.1)

Созинов Н.А., Сидоренко Св.А. Высокоуглеродистые отложения докембрия. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 198-204.

Углеродистые отложения накапливались в течение почти всей геологической истории Земли и широко распространены в докембрии. Они образуют определенные ассоциации и могут рассматриваться как осадочные формации.

Закономерная повторяемость парагенезисов пород и связанных с ними углеродистых сланцев в различных регионах, в отложениях разного возраста и геоструктурного положения позволяет объединить сходные конкретные формации в один формационный тип. Детальное изучение каждого конкретного типа формаций во времени и пространстве показывает определенную направленность их эволюции в течение геологической истории Земли.

Библиогр.: с. 204 (8 назв.).

УДК 553.06:553.641

Блисковский В.З., Красильникова Н.А., Соколов А.С., Тушина А.М., Шмелькова Ю.Ф. Минералого-геохимические и литологические закономерности формирования фосфоритов. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 204-211.

Рассматривается возможная роль биогенных процессов в образовании фосфоритов различных генетических типов. Оценивается влияние ката- и эпигенетических процессов на формирование минерального состава фосфатных руд, в том числе на минералогическую природу их основного компонента – фтор-карбонатапатита. Отмечается сходство набора элементов-примесей в фосфоритах, связанных с различными формациями.

Библиогр.: с. 210-211 (28 назв.).

УДК 550.4 : 551.3

Щербаков А.В., Дворов В.И. Энергетика и гидрогеохимия осадочного процесса. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 211-227.

Рассматривается взаимосвязь энергетических и гидрогеохимических факторов в осадочном процессе. Газоводные растворы осадочных формаций, являясь мобильной средой, представляют собой активный проводник энергии внутри относительно неподвижной фазы вмещающих пород. Благодаря растворам осадочная оболочка Земли существует как единая химическая мегасистема, равновесная в целом, но неравновесная внутри составляющих ее локальных систем. Эта локальная неравновесность является первопричиной многочисленных процессов, объединенных в понятии "эволюция вещественного состава осадков, горных пород и газоводных растворов".

Табл. 3, ил. 4, библиогр.: с. 227 (24 назв.).

УДК 552.5+552.4

Розен О.М. – Ассоциации первично-осадочных пород докембрия и типизация условий их возникновения. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 228–247.

Седиментогенные породы докембрия независимо от степени метаморфизма можно петрохимически разделить на серии: 1) высокоглиноземистую, 2) железомагнезиальную (с подразделением на железистый и магнезиальный типы), 3) известковую. Расчет исходного минерального состава для девяти примеров ассоциаций метаморфических пород показал, что серии соответствуют определенным параметрам осадконакопления соответственно: 1 – гумидным, 2 – железистый тип – вулканогенно-осадочным, магнезиальный тип – микститовым, 3 – аридным. В основу интерпретации петрохимических признаков серий положены результаты исследований Н.М. Страхова по типам литогенеза.

Табл. 2, ил. 1, библиогр.: с. 245–247 (45 назв.).

УДК 552.5+552.4

Корякин А.С. Опыт сопоставления метаморфизованных и неметаморфизованных кор выветривания докембрия и фанерозоя. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 247–253

В работе рассматриваются процессы древнейшего гипергенеза, при этом показано, что в докембрийской истории коры выветривания являлись не случайными, а вполне закономерными образованиями, часто весьма интенсивными по глубине и широте проявления.

Библиогр.: с. 253 (11 назв.).

УДК 551.35

Лисицына Н.А., Бутузова Г.Ю. Зональность диагенетического минералообразования в осадках Мирового океана. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 254–268.

На основании собственных исследований и в результате обобщения литературных данных рассмотрен широкий комплекс аутигенных диагенетических образований в осадках Мирового океана.

Выявлены минеральные парагенезы, их фациальная приуроченность и некоторые особенности генезиса аутигенных образований.

Намечена зональность аутигенного минералообразования в Мировом океане и связь ее с распределением органического вещества.

Ил. 3, библиогр., с. 266–268 (51 назв.).

УДК 552.53:54.55

Хрущов Д.П. Основные типы эпигенетического оруденения в районах распространения соленосных толщ. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 268–269.

В работе рассматриваются признаки гидротермальных проявлений и рассольного рудогенеза в солянокупольных структурах.

УДК 553.31+553.314(260)

Н.М. Варенцов, Н.В. Бакова, Ю.П. Диков, Т.С. Гендлер. – К модели формирования руд Mn, Fe, Ni, Co в современных бассейнах: эксперименты по синтезу гидроокисных фаз этих металлов на гидроокислах Mn. – В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 270–302.

Приведены экспериментальные данные по динамике поглощения растворенных форм Ni, Co, Mn, Fe из морской воды гидроокислами марганца (Mn_3O_4). Изучение изначального сорбента и конечных продуктов под сканирующим микроскопом, методами рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии, прецизионной рентгенографии показало, что эти компоненты аккумулируются в виде новообразованного сорбированного слоя. Состав новообразованных соединений контролируется кинетикой двух главных стадий: а) собственно сорбции; б) межфазного окисления.

Специфической особенностью поглощения переходных металлов гидроокислами марганца является частичное взаимодействие Ni и Co со структурными Mn^{2+} и Mn^{3+}. В результате такого взаимодействия в раствор из субстрата вытесняется Mn в количестве, эквивалентном 16,14%.

Табл. 4, ил. 8, библиогр.: с. 297–302 (109 назв.).

ЛИТОЛОГИЯ НА НОВОМ ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗНАНИЙ

Утверждено к печати Междуведомственным литологическим комитетом АН СССР

Редактор *Л.А. Антоненко*
Редактор издательства *В.Я. Енюкова*
Художественный редактро *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Г.И. Астахова*
Корректор *О.А. Разуменко*

ИБ № 21386

Подписано к печати 23.02.81.Т – 03044
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 19,5+0,9 вкл.
Уч.-изд.л. 24,1. Тираж 850 экз.
Тип. зак 2070. Цена 3р. 70 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

К ст. А.В. Щербакова, В.И. Дворова

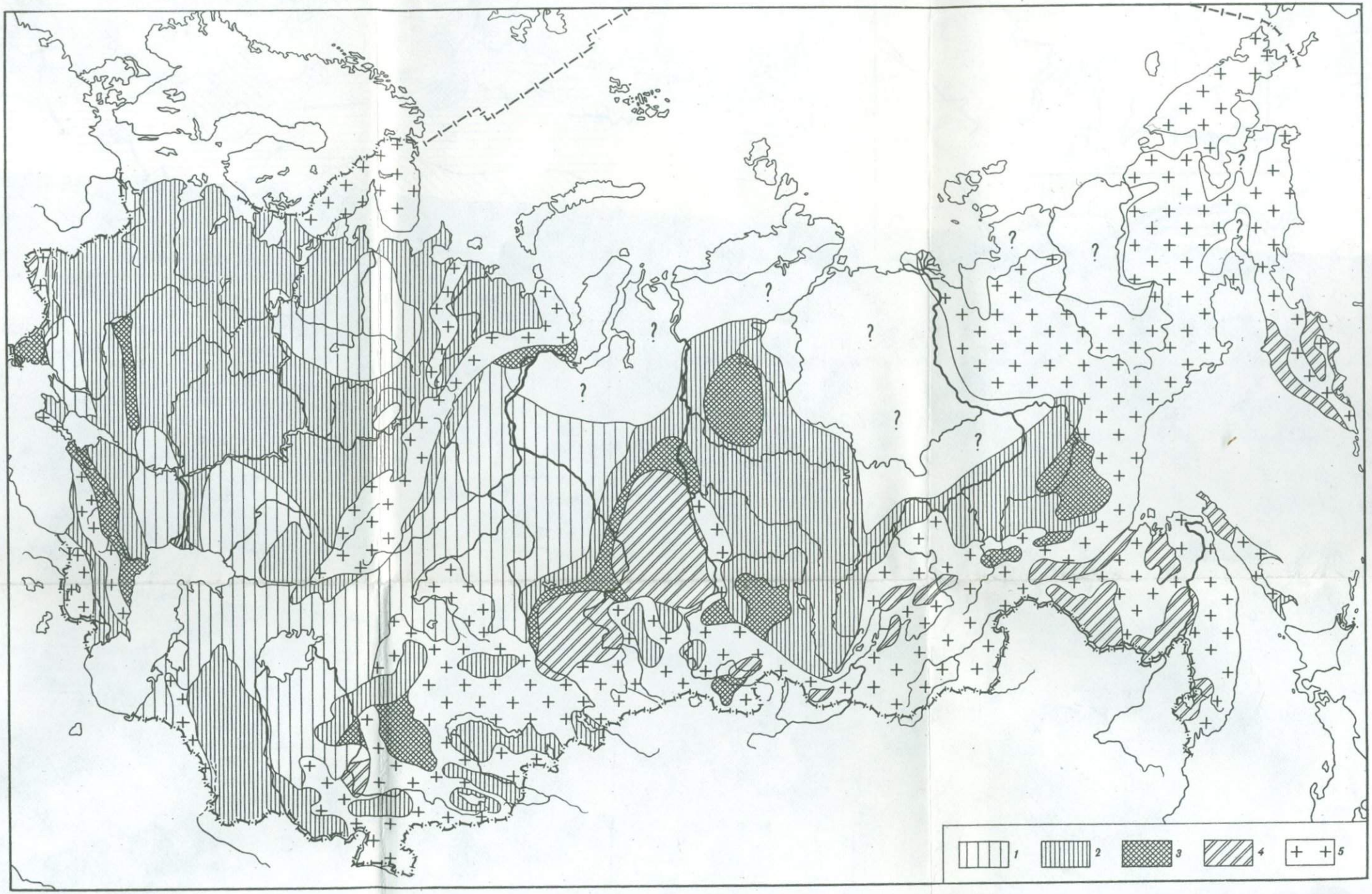


Рис. 3. Схема распространения кислородной зоны гипергенеза на территории СССР

Глубины, м: *1* – до 100; *2* – до 300; *3* – до 500; *4* – до 10000 и глубже; *5* – от 300 до нескольких тысяч метров на территории горно-складчатых структур

3 р. 70 к.

3493