

ПРОБЛЕМЫ
СОВРЕМЕННОЙ
ЛИТОЛОГИИ
И ОСАДОЧНЫХ
ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ КОМИТЕТ ГЕОЛОГОВ СОВЕТСКОГО СОЮЗА
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ПРОБЛЕМЫ
СОВРЕМЕННОЙ
ЛИТОЛОГИИ
И ОСАДОЧНЫХ
ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ

Доклады советских геологов на IX
Международном седиментологическом конгрессе



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1977



2364

В сборнике рассматриваются общие проблемы седименто- и литогенеза, критерии разграничения мелководных и глубоководных осадков прошлого, специфика геосинклинального осадкообразования, условия образования красноцветных формаций. Часть работы посвящена рассмотрению процессов осадочного породообразования в регионах СССР. Значительное внимание уделяется общим и частным проблемам осадочного рудогенеза — разбираются условия формирования руд марганца, фосфора, редких металлов.

Книга рассчитана на геологов, литологов.

Редколлегия:

П. П. Тимофеев (ответ. редактор), *В. Н. Холодов*,
Ю. П. Казанский, *И. В. Николаева*, *В. И. Копорунин*

ПРЕДИСЛОВИЕ

С 6 по 12 июля 1975 г. в г. Ницце (Франция) проходил IX Международный седиментологический конгресс. В его работе приняли участие специалисты разных стран: Франции, СССР, США, Англии, Италии, Японии, Индии, Канады и др.

Вопросы, рассмотренные докладчиками, обособились в следующие разделы: седиментологические индикаторы палеоклиматов, палеоширот, глубин осадконакопления и тектоническая основа для палеорекострукций в связи с глобальной тектоникой; геохимические аспекты континентальной седиментации; прогресс в седиментологических методах и технике (главным образом математические и экспериментальные данные); тектоника и седиментация; осадконакопление на платформах; механизм осадконакопления и оценка осадочных процессов; прогресс в познании диагенеза; современные осадки больших глубин; седиментология и экономическая геология (осадочные месторождения); открытые темы.

Особенно рельефно прозвучала проблема океанской седиментации и довольно широко обсуждались результаты глубоководного бурения на судне «Гломар Челленджер». Вторая «ключевая» проблема — связь тектоники с осадкообразованием, причем остро почувствовался интерес литологов к общим гипотезам геотектоники, таким как дрейф континентов или глобальная тектоника плит.

Предлагаемый сборник составлен из докладов советских геологов. Он состоит из четырех частей. Первая посвящается общим проблемам седиментогенеза и литогенеза. В ней рассматриваются принципы формационного анализа терригенных толщ, закономерности размещения и условия образования красноцветных и соленосных отложений, карбонатных пород и биолитов в древних осадочных толщах различных регионов, некоторые особенности современного океанического осадкообразования, процессы вторичных преобразований осадков и осадочных пород и сложнейшие проблемы литологии докембрия.

Вторая часть содержит статьи о конкретной литологии отдельных регионов, причем в этом разделе большое внимание уделяется особенностям вулканогенно-осадочного процесса, пожалуй, наименее изученного среди всех других типов осадкообразования.

В докладах третьей анализируются закономерности поведения и происхождения различных осадочных полезных ископаемых и в первую очередь бокситов, фосфоритов и железо-марганцевых руд.

Четвертая часть посвящена анализу некоторых новых методов изучения осадочных образований. Среди них существенное место отводится математическим методам, представляющим большой интерес при обработке огромного количества литологической информации и воспроизводства отдельных сторон осадочного процесса в лабораторных условиях.

Редколлегия надеется, что издание этого сборника, в котором приняли участие многие ведущие литологи Союза, послужит делу развития науки об осадочных породах и рудах.

А. Л. Янин

ГЛУБОКОВОДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

Представления о глубине отложения морских осадков геологического прошлого неоднократно изменялись. Некоторые советские (Тетяев, 1934; Белоусов, 1940, 1944; Пустовалов, 1940; Швецов, 1945, 1958) и зарубежные (И. Вальтер, О. Амфферер, Ф. Герич) авторы утверждали, что в разрезах земной коры, включая и разрезы геосинклинальных областей, имеются только мелководные отложения, сформировавшиеся на глубинах, не превышающих 200 м. Такое утверждение диктовалось стремлением связать все изменения мощности того или иного стратиграфического горизонта только с амплитудой вертикальных тектонических движений, но отчасти опиралось на широкое распространение текстурных признаков, которые долгое время считались характерными исключительно для мелководных осадков.

Еще лет 20 назад воды Мирового океана на больших глубинах считались исключительно спокойными. Вопрос об их подвижности стал серьезно изучаться только после второй мировой войны в связи с проблемой захоронения отходов атомной промышленности. Оказалось, что даже на глубинах, превышающих 5 км, скорость движения воды в придонном слое местами достигает 28 см/с, что не только препятствует современной седиментации, но и вызывает размыв ранее отложенных слоев. Подтвердилось предположение, высказанное в 1926 г. Д. В. Наливкиным, что наблюдаемые нами в разрезах морских осадков перерывы часто возникали не вследствие поднятий выше уровня моря и эрозийного размыва, а из-за усиления течений в придонном слое воды. Эти же течения приводят к возникновению на любых глубинах знаков ряби, косої слоистости и других текстурных особенностей.

В последние годы установлено большое сходство строения земной коры океанов с разрезами пород, начинающих эвгеосинклинальные серии (Пейве, 1969). Это позволяет сделать вывод, что глубина моря в эвгеосинклинальных бассейнах на ранних стадиях их развития измерялась километрами. О существовании таких же глубин на более поздних стадиях их развития говорят широко распространенные в эвгеосинклиналях олюстостромы, горизонты с включениями, подводные оползни. Зная, что скольжение по дну начинается при угле его наклона не менее $2-2^{\circ}30'$, учитывая расстояние от места отрыва оползшей массы, нетрудно подсчитать, что отложение этих масс происходило на глубине нескольких километров.

Несмотря на продолжающиеся дискуссии по поводу происхождения флиша, выводы М. Кюнена, М. Махачека и И. В. Хворовой о связи его образования с деятельностью мутьевых потоков становятся все более убедительными (Хворова, 1968). Поэтому все флишевые формации мы должны рассматривать как глубоководные, что подтверждается почти постоянным присутствием в них оползневых горизонтов с включениями

пород, в нормальном разрезе подстилающих флиш. Современные осадки, очень близкие по строению флишу, хотя и со значительной примесью вулканического пепла, обнаружены только в Яванском глубоководном желобе. Поскольку флиш характерен для поздних стадий развития не только эвгеосинклиналей, но и миогеосинклиналей, последние также приходится признать глубоководными.

Флиш — не единственная глубоководная формация, характерная для геосинклиналей. Еще в конце прошлого века К. Динер описал в Карнийских Альпах гальштадскую фазию верхнего триаса, в которой карнийский и норийский ярусы представлены всего шестиметровой пачкой тонкозернистых пелитоморфных известняков, содержащих раковины аммонитов и ортоцератидов, а из остатков бентосной фауны только тонкие раковины пелеципод из рода *Daonella*. Позднее гальштадская фазия верхнего триаса, местами еще более маломощная, была обнаружена в Гималаях (Кумаон), на Малаккском полуострове и на Тиморе. Мощность этих двух ярусов верхнего триаса в соседних прогибах, где они представлены мелководными терригенными или карбонатными отложениями, достигает многих сотен метров, а местами — почти 2 км. К. Динер правильно истолковал гальштадскую фазию как отложения некомпенсированного осадками глубоководного геосинклинального прогиба, отгороженного от источников сноса обломочного материала подводными геоантиклинальными поднятиями. В 1956 г. К. Трюмпи предложил выделять подобные маломощные формации под названием лептогеосинклинальных. Они могут быть сложены не только карбонатными, но и кремнистыми породами, в редких случаях тонкими глинистыми сланцами. Их осадки, помимо очень малых мощностей, характеризуются своеобразием ископаемой фауны, представленной почти исключительно остатками планктонных и нектонных форм. Остатки бентоса или отсутствуют, или представлены немногими видами, приспособившимися к жизни на больших глубинах.

Иногда признаками глубоководности геосинклинальных отложений являются сами остатки ископаемой фауны, например светящиеся рыбы, обнаруженные в олигоценовых менилитовых глинах Карпат и одновозрастных им майкопских глинах Северного Кавказа. Интересно, что они не сопровождаются никакими остатками бентосной фауны. Отсутствие или крайняя бедность и своеобразие бентосной фауны, по-видимому, могут рассматриваться как признак вероятностной глубоководности. Вместе с особенностями литологического состава он свидетельствует о глубоководности позднепалеозойской данауской формации о. Калимантан, эоценовых пелитоморфных мергелей о. Барбадос и одновозрастных им мергелей о. Мальта (Trechmann, 1937; Senn, 1940). Достоверный пример глубоководности порядка 4—5 км — верхнеюрские аптиховые слои Альп. Известно, что на этих глубинах кальцит растворяется полностью вследствие высокого парциального давления CO_2 , но арагонит сохраняется на глубинах примерно на 1000 м больших, чем кальцит. Слои, в которых кальцитовые раковины аммонитов полностью растворены, но закрывавшие их устье арагонитовые пластинки аптихов еще сохранились, несомненно могут рассматриваться в качестве глубоководных. Необходимо учитывать, что нельзя определять глубину бассейнов прошлого по современной глубине обитания представителей родов, семейств и отрядов, остатки которых встречены в отложениях этих бассейнов. Экологические условия обитания представителей одних и тех же систематических таксонов с течением времени изменялись, причем обычно в сторону приспособления ко все большей глубоководности. На больших глубинах периферии Тихого океана и Аденского залива обнаружены живые гастроподы рода *Neopilina*, который считался вымершим еще в девоне. Морские лилии, сейчас обитающие только на значительных и больших глубинах, в палеозое были исключительно мелководными и даже прибрежными организмами.

По-видимому, более или менее глубоководными следует считать все граптолитовые сланцы. Характерная особенность их — тончайшая слоистость, обусловленная сезонными отмираниями колоний граптолитов и говорящая об отсутствии на дне бассейна мягкотелых илоедов, прекрасная сохранность сплюснутых хитиновых остатков граптолитов, позволяющая изучать все детали их анатомии, черный цвет, связанный с высоким содержанием органического вещества, и отсутствие остатков скелетной бентосной фауны.

Глубоководными были не только многие отложения геосинклиналей, но и некоторые формации краевых прогибов, в частности соленосные. Распространенное мнение о мелководности образования всех солей неверно. За последние 15 лет в СССР, Голландии и США появился ряд работ, в которых убедительно показана значительная глубина солеродных бассейнов краевых прогибов по крайней мере на стадии начала садки галита. Она вытекает уже из скорости накопления галита, равной 7—11 см в год. Эта скорость неадекватна возможной скорости синхронного прогибания и указывает на выполнение солью некомпенсированных прогибов. Более точно глубина солеродных бассейнов может быть подсчитана в тех случаях, когда эти бассейны ограничены рифовыми массивами, время образования которых соответствует возрасту подсолевых слоев (нижняя пермь Ишимбаевского Приуралья, средний девон Саскачеванского бассейна Канады). В этом случае высота рифа над окружающим полем обычно маломощных и пелитоморфных однообразных осадков будет равна первоначальной глубине солеродного бассейна. Подсчеты показывают, что она измеряется многими сотнями метров, а иногда достигает 1000—1200 м.

Глубины морских бассейнов платформенных областей, по-видимому, не достигали таких величин, но и они не всегда измерялись первыми двумя сотнями метров. Сравнение мощностей прибрежных осадков и более тонких по составу менее мощных осадков центральных частей тех же бассейнов показывает, что в последних глубина нередко достигала 300—400 м. Величиной в 270—310 м оценивают германские геологи глубину Страсбургского солеродного бассейна цехштейна в момент окончания отложения базального ангидрита. Такая же глубина отложения среднесарматских криптомактровых глин Молдавии по сравнению стипсометрическим положением среднего сармата на вершинах мшанковых рифов «толтровей» гряды.

В итоге видно, что морские отложения геологического прошлого формировались на разных глубинах, иногда довольно значительных. В геосинклиналях эти глубины нередко достигали нескольких километров, в краевых прогибах — одного километра, в платформенных бассейнах — нескольких сотен метров.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Мощность отложений как выражение режима колебательных движений земной коры. — «Сов. геология», 1940, № 2, 3.
- Белоусов В. В. Фации и мощности осадочных толщ европейской части СССР. — «Труды ин-та геол. наук АН СССР», 1944, вып. 76. Геол. серия, № 23.
- Наливкин Д. В. Очерки геологии Туркестана, 1926.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — «Геотектоника», 1969, № 4.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. 1, 2. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Тетяев М. М. Основы геотектоники. Л.—М., ОНТИ, 1934.

Хворова И. В. Кремнеобразование в геосинклинальных областях прошлого.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. 1. М. «Наука», 1968.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Изд. 3. М.—Л., Госгеолгиздат, 1958.

Senn A. Paleogene of Barbados and its bearing on history and structure of Antillean—Caribbean Region.—“Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.”, 1940, v. 24, N 9.

Trechmann C. T. The base and top of the Coral Rock in Barbados.—“Geol. Mag.”, 1937, v. 74.

Trumphy R. Wechselbeziehungen zwischen Paleogeographie und Deckenbau.—“Vierteljahrsschr. Naturforsch. Ges.”, Zurich, 1955, v. 100.

П. П. Тимофеев

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Познание генезиса осадков, т. е. восстановление первичных условий их накопления — одна из главнейших проблем, определяющих существо развития современной литологии. Эти вопросы всегда привлекали внимание исследователей и особенно после того, когда изучение осадочных пород обособилось в самостоятельную отрасль геологии — литологию.

Анализ развития литологии показывает, что уровень разрешения вопросов генезиса осадков не всегда соответствовал существующим возможностям определенного этапа ее развития. Подобное положение — не исключение и для настоящего времени. До сих пор генезис осадков еще не всегда служит исходным, отправным моментом любых литологических (седиментологических) исследований, что резко обедняет, схематизирует, а порою просто делает неверными получаемые результаты. Последнее — не следствие причинных связей истинных природных процессов. Главное здесь в том, что не учитываются детали тех первородных причин, которыми обуславливаются особенности накопления осадков (седиментация) и изменения при этом их минерального состава (сингенез). А приобретаемые осадками в процессе седиментогенеза своеобразные черты строения и вещественного состава, как сейчас показано во многих публикациях, играют главенствующую роль при последующем их становлении в породы.

За последние 15—20 лет положение резко изменилось. В больших количествах стал накапливаться разнообразный фактический материал по древним и современным отложениям не только по континентам, но и по морям и океанам, в процессе обработки которого возникли новые методы исследования осадочных образований. Здесь примечательно то, что больше обращается внимания на общегеологические и специальные литологические методы в сочетании с глубоким прецизионным изучением вещественного состава осадков и пород. Все это обеспечивает высоконаучный начальный уровень организации и проведения литологических исследований. В свою очередь, для этого потребовалась подготовка соответствующих высококвалифицированных специалистов не только владеющих различными современными методами исследования и умеющих их применять, но и способных работать в комплексе со специалистами смежных геологических и других отраслей знаний.

Подобные исследования в Советском Союзе приобретают широкий размах и на их основе решаются многие проблемы литологии, что ставит анализ и синтез огромного фактического материала на новый более высокий качественный уровень исследования осадочных образований и связанных с ними различных видов полезных ископаемых.

Познание генезиса осадков — это анализ и синтез элементарных составляющих самих осадков (генетические признаки и их взаимоотношение между собой), которые позволяют делать выводы об их фациальной природе, освещающей не только динамические, но и ландшафтно-палеогеографические, минералогические, биологические, гидро-, геохимические и другие аспекты накопления осадков в стадию седиментогенеза. Это есть начальный и обязательный этап литологического исследования, результаты которого должны использоваться для выяснения более общих вопросов природных процессов образования осадочных пород.

Геологические исследования до последнего времени проводились, как правило, не комплексно не только в пределах каждой геологической специализации — 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 те или иные исследуемые ими осадки и породы. Порою им достаточно было знать — в морских или континентальных. И результаты, естественно, были не столь полноценны. Они носили односторонний характер, часто не отражали многие детали природных процессов, поскольку не учитывалось все многообразие причин, обуславливающих возникновение тех или иных фациальных типов осадков.

Современную геологическую науку не удовлетворяют такие узкоспециализированные исследования. Так, палеоструктурный анализ не может быть проведен на должном уровне, если исследователь не обладает данными о детальном строении и генезисе соответствующих отложений. Например, 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. Также затруднительно сравнить континентальные отложения с прибрежно-морскими, где последние имеют резко изменчивый литологический и фациальный состав.

Поэтому не случайно появление определенных тенденций в развитии таких направлений в геологии, которые могли бы в определенном комплексе охватить многие стороны геологических процессов. Одна из тенденций, которая в настоящее время плодотворно и успешно развивается на генетической основе, обогащая геологию новейшей теорией и практикой изучения осадочных образований, — учение о геологических формациях. Следует отметить, что термин «формация» данного учения не имеет ничего общего с термином «формация», употребляемым в Западной Европе и Америке, где ими обозначаются горизонты, свиты или какие-либо другие стратиграфически обусловленные геологические комплексы*.

Таким образом, это направление в виде учения об осадочных геологических формациях зародилось в Советском Союзе в начале 40-х годов нашего столетия в недрах тектоники и нашло отражение в работах М. А. Усова, Н. С. Шатского и некоторых других. Затем оно постепенно проникло в область литологии и угольной геологии и получило развитие в работах Н. М. Страхова, В. И. Попова, Ю. А. Жемчужникова и др. Это учение возникло как прямое следствие развития геологической

* Подробно методы детального литолого-фациального изучения и формационного анализа осадочных образований освещены во многих трудах автора.

науки в целом и в настоящее время представляет один из крупных ее обобщающих разделов, позволяющих выяснить закономерности (тектонические, литологические, стратиграфические и др.) образования осадочных отложений и размещения в них различных полезных ископаемых.

Однако мы не можем сказать, что такое учение уже создано с детально разработанной методикой исследования, хотя оно успешно развивается, и 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 и литологии. 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, к выделению 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 формации было начальным этапом формационного 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. Литологи, наоборот, за формации принимали толщи, кажущиеся едиными по литологическому составу, без достаточного учета генезиса и древнего структурного положения. В обоих случаях давалась односторонняя, далекая от истинной характеристика выделяемых таким образом формаций.

Дальнейшее развитие литологии и других отраслей геологии привело к выводу о том, что познания природных процессов, протекающих при накоплении осадков и образовании пород, могут быть осуществлены только в результате комплексного их изучения, при котором формационный анализ должен быть продолжением и углублением, как отмечал Ю. А. Жемчужников, литолого-фациального анализа с учетом конкретных палеотектонических особенностей строения и развития тех или иных структурных элементов земной коры. Поэтому 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.

Формации — это крупные геологические тела определенного генетического облика, раскрывающего причинные связи не только их внутреннего строения и природы вещественного состава, но и соотношения со смежными формациями, это тела, которые приурочены к определенным палеотектоническим структурам и характеризуют последовательно сменяющиеся этапы и особенности их геологического развития.

При подобном формационном анализе главенствующая роль принадлежит восстановлению генезиса осадков в процессе детального литолого-фациального анализа. Эта исходная позиция дает основание для выяснения более общих связей между фациальными типами осадков, обстановками осадконакопления, различными палеоструктурными элементами земной коры, типами геотектонических режимов накопления осадков. В данном случае формации могут иметь 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.

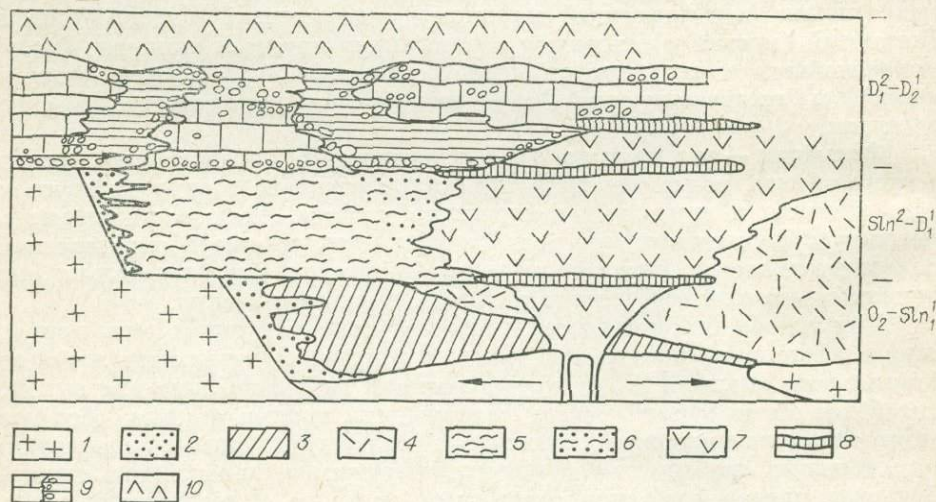
РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ
БАСЕЙНЫ И ИХ ОСАДКИ
(НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО УРАЛА)

Ранние этапы развития геосинклиналей привлекают внимание в связи с тем, что их иногда определяют как океанические, имея в виду прежде всего характер земной коры. Сейчас еще мало данных, чтобы судить о том, были ли раннегеосинклинальные бассейны по размеру и батиметрии сходными с океанами. Однако пелагические осадки имели в них большое значение, а ширина во много раз превышала ширину складчатых поясов.

Нами анализировалась южная часть Уральской геосинклинали, где широко распространены габброиды и серпентиниты, рассматриваемые как фрагменты меланократового фундамента. Большое количество покровов нарушило первичное соотношение толщ, и только палинстратическая реконструкция позволили дать приблизительную схему фациальной зональности (см. рисунок) и установить соотношение геосинклинальных толщ с континентом (западная платформа).

Строение толщ. Уральские геосинклинальные толщи, несмотря на некоторые местные особенности, в принципе сходны с отложениями многих других палеозойских геосинклиналей и поэтому могут рассматриваться как типичные. В целом геосинклинальный комплекс разнообразен и изменчив, отражает сложное тектоническое развитие. Для ранних стадий характерны горизонтальные движения: растяжение (спрединг) и сжатие, создававшие сложный, преимущественно подводный рельеф. Основанемся на нижней части разреза, охватывающей интервал от среднего ордовика до среднего девона. Отложения его связаны с двумя стадиями: ордовикско-силурийской (растяжение) и девонской (сжатие).

Ордовик представлен тремя формациями, латерально сменяющими одна другую. На западе (ближе к континенту) — это монотонные крас-



Упрощенная схема соотношения отложений в западной части южноуральской геосинклинали (палинстратическая реконструкция).

1 — континент; основные типы геосинклинальных отложений: 2 — аркозы, 3 — красные аргиллиты, 4 — туфы и кремнистые породы, 5 — гнейсы, 6 — переслаивание гнейсов и кремнеобломочных пород, 7 — силиты, 8 — яшмы, 9 — формация с многочисленными олистостромами; 10 — трахитобазальты. Стрелками показано направление тектонических движений.

ные бескарбонатные аргиллиты с редкими прослоями аркозовых турбидитов, выклинивающихся с удалением от континента. На востоке аргиллиты сменяются формацией слоистых туфов (преимущественно кислых меньше средних), туффитов и кремнистых пород; преобладают тонкозернистые разности, но есть и грубые тефрогенные гравелиты, песчаники и пемзовые слои. Органические остатки редки (только радиолярии). Третья формация — спилиты и яшмы с марганцевой рудой. Спилитово-яшмовая толща — часть офиолитовой серии. Развита она между ареалами распространения двух первых формаций.

Силур тоже представлен тремя формациями, составляющими латеральный ряд (см. рисунок). Западная образована бескарбонатными фтанитами (радиоляриевыми и безрадиоляриевыми) с прослоями черных глинистых сланцев с граптодитами. Местами много фосфоритовых конкреций. Вблизи континента среди фтанитов встречаются аркозовые песчаники и известняки. В восточном направлении верхняя часть фтанитовой формации испытывает изменения: в ней появляются многочисленные слои кремнеобломочных пород разной гранулометрии (от гравелитов до тонкозернистых песчаников). Отложения становятся похожими на флиш, но существенно от него отличаются. Обломочный материал — только местный, состоящий из силурийских фтанитов, испытывавших до разрушения не только литификацию, но и перекристаллизацию. Характерно, что в районах распространения кремнеобломочных пород встречаются тектонические кремневые брекчии, которые могли давать материал для осадочных накоплений. В верху разреза локально появляются яшмовые пласты.

Вторая формация, расположенная восточнее, представляет собой мощный однообразный комплекс основных эффузивов. Локально появляются подушечные лавы: миндалекаменные и плотные, а также аквагенные подушечные брекчии и гиалокластиты. Местами попадаются конгломераты и граувакки, состоящие из местного эффузивного материала. В толще присутствуют отторженцы, линзы и небольшие пачки фтанитов, а на некоторых уровнях (преимущественно верх разреза) пласты и пачки красных яшм с марганцевой рудой. Эта спилитово-яшмовая ассоциация сходна с ордовикской, но имеет несравненно более широкое распространение.

Третья формация (восточная) входит в состав единого туфво-кремнистого ордовикско-силурийского комплекса. В силуре его отложения менее распространены, очевидно, вследствие сокращения эксплозивной деятельности.

Девон включает две толщи. Нижняя обычно несогласно и с разрывом залегает на серпентинитовом меланже или на различных породах силура и лишь местами связана с последними постепенным переходом. Толща очень изменчива. В одних разрезах много туфов (кислых и средних), туффитов и силицитов. В других (чаще) преобладают обломочные породы: конгломераты и песчаники — полимиктовые, аркозовые и известняковые. Среди них много линзовидных горизонтов известняков — органических и оолитовых, слоистых и массивных (биогермных), часто с большой примесью пирокластического и терригенного материала. Характерно присутствие мощных обвально-оползневых горизонтов (олисто-стромы). Обломочный материал состоит как из девонских пород, так и силурийских. Локально в толще присутствуют спилиты с пачками яшм. Они имеют более ограниченное развитие, чем в силуре. Верхняя толща — это главным образом трахибазальты.

Условия седиментации и тектоническое развитие. Ордовикские глинистые осадки формировались в глубоководных условиях (однообразный пелитовый состав, бескарбонатность, почти полное отсутствие фауны); лишь эпизодически сюда поступал сиалический песчаный материал с континента. На значительном удалении от континента располагался остров-

ной массив с вулканами, поставившими большое количество эксплозивного материала. Тонкий пепел разносился по значительной площади, попадая в относительно глубокие участки; вблизи острова формировались грубые пирокластические и вулканотерригенные осадки. Обилие кислых вулканических продуктов позволяет предполагать присутствие здесь сиалической коры (микроконтинент). Западнее находилась, по-видимому, сравнительно неширокая зона, где происходили трещинные излияния базальтов (спилиты), а вслед за главной фазой извержений возникали эксгальционн-осадочные яшмы. Спилитово-яшмовая ассоциация, вероятно, отмечает зону растяжения и формирования новой океанической коры.

В силуэ произошли заметные изменения. Только внутренний вулканический массив продолжал существовать, поставляя пирокластику. Сильно расширялась зона базальтовых излияний, очевидно, в результате продолжающегося спрединга. Неравномерное и быстрое накопление базальтов создавало неровный подводный вулканический рельеф; местами встречаются и острова. Ордовикские терригенные осадки (красные глины) сменились терригенно-кремнистыми. Это частично объясняется затоплением края континента, но в основном — интенсивным накоплением кремнезема. Во второй половине силурийского периода в бассейне локально появились невысокие «тектонические» кордильеры, поставившие кремнеобломочный материал. Он разносился турбидными и донными течениями, образуя «флишеподобные накопления».

Возможно, кордильеры связаны с первыми импульсами тектонического сжатия.

Девонская история знаменовалась резкими переменами в Уральской геосинклинали. Область базальтовых излияний и связанных с ними яшм сократилась, определились четко выраженные островные дуги с эксплозивным андезитовым вулканизмом. Но особенно существенно изменилась краевая часть бассейна в связи со складчатостью и внедрением серпентинитов (фаза сжатия). Здесь возник сложный рельеф: многочисленные отмели и вулканические острова соседствовали с депрессиями. Однообразное кремнеотложение сменилось формированием различных обломочных и карбонатных осадков.

В связи с беспокойным тектоническим режимом и резким рельефом широко развились олистостромы. Вслед за этим здесь произошли излияния основных лав, но они отличались от ордовикско-силурийских резко щелочным характером (трахибазальты).

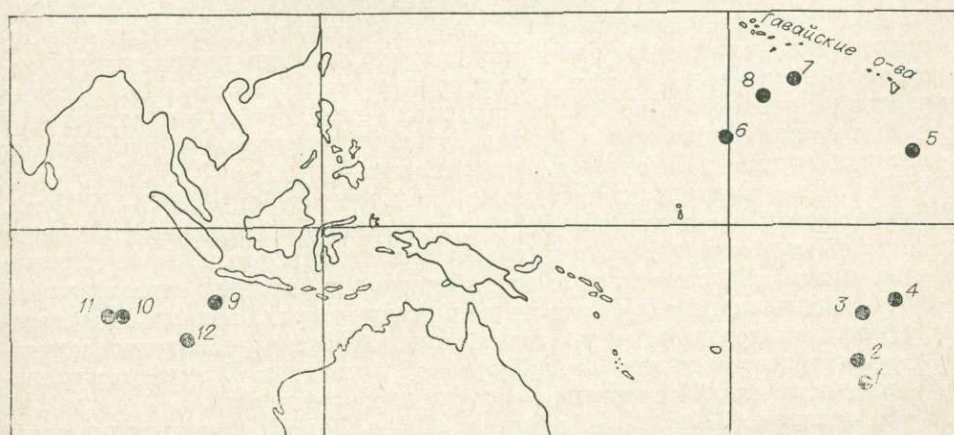
Таким образом, рассмотренный интервал развития геосинклинального бассейна связан с двумя тектоническими фазами: растяжением и сжатием. Дальнейшая история геосинклинали протекала с теми же тенденциями, но при нарастающем значении сжатия, сопровождаемого орогенезом.

Осадки ранней стадии сходны с океанскими, хотя есть и отличия, причем частично их можно связывать с эволюцией седиментогенеза. Сходство выражается в преобладании тонких пелагических осадков, в редком присутствии сиалических обломочных пород, которые возникают только за счет приноса с континента, в близком характере вулканизма. Главное отличие — разное соотношение карбоната- и кремнеотложения, последнее в палеозойских геосинклиналих имеет несравненно большее распространение и иной характер размещения. Это объясняется более высоким положением в палеозое уровня карбонатной компенсации, а также отсутствием диатомовых водорослей, что сказывалось на механизме кремнеобразования. В современных океанах кремнеобразование определяется положением зон дивергенции и не связано с областями активного вулканизма. В палеозойских геосинклиналих такая связь очевидна, особенно у яшм.

ИССЛЕДОВАНИЯ
ГЛУБОКОВОДНЫХ ОСАДКОВ
НА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛИГОНАХ
В ТИХОМ И ИНДИЙСКОМ ОКЕАНАХ

Для изучения геологического строения дна океанов и закономерностей глубоководного осадкообразования большое значение имеют, помимо обычных региональных или трансокеанских разрезов с относительно редкими станциями, более детальные работы на отдельных участках дна небольшой площади, получивших название геологических полигонов. Метод полигонных и литологических съемок, сочетающихся с геофизическими работами, — один из перспективных методов изучения геологии дна океана (Безруков, 1962, 1973а), дополняющий глубоководное бурение.

В 1968—1973 гг. в 43, 48 и 54-м рейсах и/с «Витязь» Института океанологии АН СССР в Тихом и Индийском океанах проводились геологические исследования на 12 полигонах, площадью от 100 до 350 кв. миль*. Полигоны были расположены на ложе океанов в разных тектонических и фациальных областях (см. рисунок), на глубинах от 1,3 до 6,4 км (при колебаниях глубин в пределах полигонов на 0,3—3,0 км).



Местоположение геологических полигонов.

В последние годы геологические исследования близкого содержания выполнялись и в некоторых иностранных экспедициях (Moore, Heath, 1967; Johnson, Johnson, 1970; Johnson, 1972; и др.), но чаще на полигонах геофизические работы превалировали над геологическими. Между тем совершенно очевидно, что они не могут дать конкретных сведений о составе, деталях распространения и возрасте осадков и пород на поверхности дна океана.

В экспедициях на «Витязе» на всех полигонах были проведены подробные эхолотные съемки с координацией по заякоренным буям, сопровождавшиеся, где это было возможно, непрерывным сейсмопрофилеированием, многократное фотографирование дна в дрейфе судна с получением длинных (несколько миль) фоторазрезов (на каждом разрезе многие десятки или свыше сотни снимков) и целенаправленный сбор с разных форм мезорельефа проб осадков и пород дночерпателями, трубка-

* Для удобства изложения полигонам ниже дана единая (условная) нумерация.

ми, тралами и драгами (от 10 до 62 проб на одном полигоне). Кроме того, велись биологические, гидрохимические, геотермические и другие исследования.

Проведенные работы позволили составить для полигонов помимо батиметрических литологические карты, а в отдельных случаях схемы тектоники дна и мощностей осадочной толщи и выявить сложную картину пространственных взаимоотношений осадков и пород разного возраста и состава. Результаты геологических работ на полигонах частично изложены в статьях, в которых приводятся соответствующие фактические материалы (Безруков, 1969, 1971, 1973б; Bezrukov, 1973; Горбунова, 1973; Затонский и др., 1973; Мурдмаа и др., 1972, 1973; Скорнякова и др., 1971, 1973; и др.). Нами кратко освещаются только некоторые общие вопросы глубоководного осадкообразования, вытекающие из результатов полигонных исследований.

Необходимо подчеркнуть, что в ходе работ на геологических полигонах, а также на разрезах между ними получены яркие свидетельства прерывистости покрова современных и плейстоценовых осадков, широкого распространения на абиссальных глубинах океанов и подводных горах выходов более древних отложений и вулканических пород. В то же время ни на одном из полигонов не было обнаружено нормального (плащеобразного) залегания современных или четвертичных осадков на всей изученной площади дна. Приведем отдельные примеры.

На полигоне 1 (ст. 5965 и 6298) в Южной котловине Тихого океана, к югу от о. Раротонга, на вершинах и склонах вулканического хребта, расположенного в западной части (минимальная глубина 2970 м), преобладают выступы вулканических пород (базальтов, авгититов, гиадокластитов), прикрытых лишь маломощными линзами четвертичных известковых осадков и железо-марганцевыми конкрециями. Во впадине (грабене) к востоку от хребта на глубинах более 4800 м распространены эвпелагические и цеолитовые глины дочетвертичного возраста местами с тонкими плитками базальта на поверхности.

Не менее показателен полигон 2 (ст. 5968, глубины 3900—5070 м), расположенный к западу от о. Раротонга, также в условиях контрастного рельефа и малого поступления осадочного материала. Положительные формы рельефа (невысокие горы, абиссальные холмы) представляют собой почти сплошные выходы вулканических пород, покрытых железо-марганцевыми корками; во впадинах между ними залегают эвпелагические и туффитовые глины незначительной мощности. В некоторых пробах глин были найдены остатки палеогеновых радиолярий.

На полигоне 3 (ст. 6333, глубины 2055—5265 м), расположенном на юго-восточном ступенчатом склоне плато Манихики, в зоне разлома, протягивается несколько гряд, разделенных депрессиями. На их поверхности обнажаются базальты, гиадокластиты, полимиктовые туфобрекчии, гравелиты и песчаники, покрытые железо-марганцевыми корками и конкрециями; в депрессиях расположены известковые и известково-глинистые осадки незначительной мощности, а глубже 5000 м — эвпелагические и цеолитовые глины. Возраст их в основном дочетвертичный. Что же касается обнажающихся на склонах вулканических и обломочных пород, то, судя по результатам глубоководного бурения на судне «Гломар Челленджер» на вершине плато в скв. 317, где был пройден разрез кайнозойских и меловых отложений, они относятся к нижнему мелу (Schlanger e. a., 1974).

На полигоне 4 (ст. 5988), расположенном в Центральной котловине Тихого океана к северо-востоку от полигона 3, на поверхности и склонах куполовидного холма (минимальная глубина 4776 м) обнаружены «мостовые» марганцевых конкреций, подстилаемых мергелистыми глинами, а выступы вулканических пород, а у подножия залегают эвпелагические и цеолитовые глины в основном также дочетвертичного возраста.

На полигоне 5 (ст. 5996), расположенном на холмистом дне к юго-востоку от Гавайских островов, в пределах широтного пояса глинисто-кремнистых диатомово-радиоляриевых илов, вершины холмов на глубинах 4600—5070 м покрыты скоплениями марганцевых конкреций; на склонах местами выходят вулканические породы предположительно позднемелового возраста, а близ подножий под тонким прерывистым слоем четвертичных осадков встречены радиоляриевые илы миоцена и палеогена. Восточнее и западнее этого полигона в пределах того же северного тропического пояса радиоляриевых илов, на глубинах 4700—5500 м известны многочисленные выходы кремнистых отложений миоцена, олигоцена и эоцена (Riedel, Funnell, 1964; Hays e. a., 1969).

На полигоне 6 (ст. 6275) к югу от Срединно-Тихоокеанских подводных гор (или гор Маркус-Неккер), на глубинах 4820—6470 м среди четвертичных глинистых осадков обнаружены выходы уплотненных дочетвертичных пелагических глин, но возраст их точнее не установлен.

Полигоны 7 и 8 (ст. 6002 и 6348) были размещены на гайотах центрального поднятия в системе Срединно-Тихоокеанских вулканических гор, сложенных нижнемеловыми базальтами. На вершинах гайотов располагаются бентогенные и пелагические известняки и фосфориты мелового возраста, покрытые мощными марганцевыми корками. Четвертичные карбонатные фораминиферовые пески залегают отдельными пятнами.

На полигоне 9 (ст. 6731) в восточной части Индийского океана на подводной горе Щербакова проверялось предположение о присутствии здесь фосфатных пород, развитых на о. Рождества, находящемся к северо-востоку от этой горы. С вершины (минимальная глубина 1435 м) и склонов горы Щербакова были подняты обломки мелководных и пелагических известняков с линзами фосфата, а также глыбы гравелитов и других вулканокластических пород. Возраст известняков по предварительным данным оказался неогеновым и палеогеновым. Четвертичные известковые осадки распространены отдельными пятнами.

Полигоны 10 (ст. 6742) и 11 (ст. 6744) расположены близ восточного подножия и на склоне Восточно-Индокоеанского хребта в зонах крупных меридиональных разломов. На обоих полигонах четвертичные осадки (на глубинах менее 4700 м — известковые кокколито-фораминиферовые, а глубже — глинисто-кремнистые радиоляриевые илы и пелагические глины) имеют прерывистое залегание. На крутых склонах, приуроченных к продольным разломам и поперечным сбросам, обнаружены многочисленные выходы базальтов и долеритов, а на полигоне 10 собраны также обломки ультрабазитов, габбро и метаморфических сланцев. Возраст базальтов, судя по результатам глубоководного бурения на хребте в скв. 214, в 100 милях севернее полигона, поздне-меловой или ранне-палеоценовый. Возраст интрузивных и метаморфических пород, возможно, более древний. У самого подножия хребта на глубине около 4800 м местами обнажаются диатомиты палеоцена (Мухина, 1974), которые не были встречены при бурении на хребте. На некотором удалении от хребта на глубинах 5400—5600 м на полигоне близ самой поверхности залегают пелагические глины раннего плейстоцена или плиоцена.

На полигоне 12 (ст. 6754), расположенном на склонах и у подножия подводной горы в Западно-Австралийской котловине, на глубинах 3400—5700 м в нескольких местах сбросовых уступов также встречались выходы базальтов и интрузивных пород. С вершины и склонов горы, кроме того, подняты пробы третичных карбонатных и глинистых осадков и фосфоритов. Четвертичные отложения, как и на предыдущих полигонах, имеют здесь весьма изменчивую мощность.

Таким образом, в пределах всех полигонов покров современных и плейстоценовых осадков оказался неравномерным, прерывистым. Многочисленные факты подобного рода были известны на дне океанов и ранее, со

времени работ английской экспедиции на «Челленджере» (1872—1876 гг.); полигонные исследования позволили изучить характер и масштабы обнаженности дна на конкретных участках с большей подробностью. Сейчас можно не сомневаться в том, что на обширных площадях океанского дна, вне аккумулятивных шлейфов и плоских абиссальных равнин, которые в целом занимают относительно небольшие пространства, пелагические осадки, особенно глинистые и глинисто-кремнистые, имеют во многих местах доголоценовый и дочетвертичный возраст, т. е., дно океанов представляет собой здесь поверхность локальных или региональных стратиграфических перерывов. Причины этого явления лежат не только в крайне низких темпах накопления океанских осадков (например, эвпелагических глин — менее 1 мм в 1000 лет), но и в длительном или периодическом латеральном перемещении осадочного материала и размыве дна придонными течениями. Существенную роль в этом процессе могут играть перенос на север антарктических вод, прослеживаемых в Тихом и Индийском океанах далеко за экватор, и приливные течения. Отчетливые следы придонных течений разной интенсивности на больших океанских глубинах отмечались неоднократно на подводных фотографиях многими исследователями (Зенкевич, 1970; Heezen, Hollister, 1964, 1971; Laughton, 1963) и наблюдались на всех полигонах.

Прерывистость четвертичного осадочного покрова на ложе океанов, несогласное залегание его во многих районах на осадках и породах различного возраста убеждает в необходимости и перспективности постановки геологического картирования океанского дна, которое должно существенно дополнить, а при решении некоторых научных задач заменить традиционное литологическое картирование.

Полигонные исследования дали обширные материалы также для изучения фациальной изменчивости пелагических осадков под прямым или косвенным влиянием многих локальных факторов.

Так, на некоторых полигонах прослеживалось уменьшение содержания в осадках CaCO_3 по мере возрастания глубин, особенно резко выраженное в интервале между 4000 и 5000 м, где в тропической области располагается (в разных районах океанов на различном уровне) современная компенсационная (критическая) глубина карбонатакопления. Снижение карбонатности пелагических осадков сопровождается изменением их состава, с переходом от песчано-алевритовых фораминиферовых и фораминиферо-кокколитовых осадков до тончайших пелитовых кокколитовых (нанноплактонных) и мергелистых илов. На нескольких полигонах отмечались отклонения от этой общей закономерности, связанные с неотектоническими движениями, с донными оползнями и некоторыми другими факторами.

Обширные новые данные при работах на полигонах (например, 1—3, 7) были получены о влиянии на состав четвертичных и более древних осадков базальтового вулканизма океанского ложа и поствулканических процессов. Оно выражается в накоплении близ вулканических очагов, наряду с лавовыми покровами, разнообразных вулканогенно-обломочных пород, в обогащении пелагических осадков рассеянным вулканокластическим материалом, в образовании в них ряда аутигенных минералов (цеолиты, минералы глин), в последующих изменениях минерального и химического состава осадков под воздействием эксгальций или гидротерм с формированием отбеленных и металлоносных глин, обогащенных Fe, Mn и некоторыми другими металлами, а также кристаллами апатита, актинолита и т. д.

Интересные материалы удалось получить почти на всех полигонах (кроме 8, 9 и 11) о фациальной изменчивости многокомпонентных железомарганцевых конкреций и корок, которые являлись одним из объектов полигонных исследований. Прослежены на коротких расстояниях резкие изменения не только размеров, морфологии, концен-

трации и количества конкреций, но также их внутреннего строения, минерального и химического состава. Выявлены колебания содержания в них Mn, Fe, Cu, Ni и Co и соотношений между ними в пределах полигонов в 1,5—2 раза и более. Подтверждено на большом фактическом материале закономерное увеличение содержания в конкрециях Fe и Co на вершинах абиссальных холмов и гор, а Mn, Cu и Ni в депрессиях между ними.

На ряде полигонов наблюдалось несогласное залегание поверхностного слоя («мостовой») конкреций на осадках различного возраста. Кровля этого слоя, как и рудных корок, на выходах дочетвертичных вулканических и осадочных пород рассматривается во многих случаях как поверхность перерыва в современном осадконакоплении. На подводных фотографиях удается видеть, что уменьшение степени покрытия дна конкрециями иногда бывает связано с погребением их под более молодыми осадками.

Материалы, полученные на полигонах, вместе с ранее известными данными свидетельствуют о том, что продолжительность времени формирования и возраст железо-марганцевых конкреций и рудных корок на поверхности дна океанов в разных его областях различны. В периферических районах, где скорости осадкообразования высокие, а сами конкреции, как правило, мелкие, они имеют голоценовый (или позднечетвертичный) возраст. В пелагических областях, где темпы седиментации, а также скорости роста самих конкреций экстремально низкие, размеры же последних чаще более крупные, возраст их может охватывать значительную часть плейстоцена (то верхнюю, то нижнюю) или весь плейстоцен, а местами и часть неогена. Это находится в соответствии с результатами радиохимических исследований скорости роста конкреций (Ku. Broecker, 1969). Рудные корки на поверхности пород палеогена и мела на гайотах в системе Срединно-Тихоокеанских гор имеют также относительно древний возраст. Асинхронность железо-марганцевых руд на поверхности дна океанов должна учитываться при освещении вопросов их образования.

В ходе полигонных исследований были получены новые материалы о распространении на подводных горах нежелваковых метасоматических фосфоритов. До работ экспедиций на «Витязе» они были известны в системе Срединно-Тихоокеанских гор на трех гайотах (Hamilton, 1956). В рейсах «Витязя» фосфориты были обнаружены на многочисленных подводных горах и гайотах в Тихом океане и на двух горах в Индийском океане (в том числе на полигонах 1, 3, 7—9 и 12).

Фосфориты подводных гор представляют собой чаще всего фосфатизированные бентогенные (рудистовые, коралловые) или пелагические (фораминиферовые) карбонатные породы. Содержание P_2O_5 в фосфоритах Срединно-Тихоокеанских гор максимально достигает 32, а на подводной горе в Индийском океане (полигон 12)—27,8%. Возраст фосфатных пород на разных горах различный — от альб-сеноманского до неогенового. Процесс замещения фосфатом карбоната кальция известняков протекал в несколько этапов в геологической обстановке, отличающейся от современной. Судя по всем геологическим данным фосфориты подводных гор образовались в более мелководных условиях. На отдельных горах Тихого океана в фосфоритах были отмечены следы вторичного перемещения фосфата под воздействием гидротерм.

ЛИТЕРАТУРА

Безруков П. Л. О неравномерности распределения глубоководных океанических осадков. — «Океанология», 1962, т. II, вып. 1.

Безруков П. Л. 43-й рейс п/с «Витязь» в центральной части Тихого океана. — «Океанология», 1969, т. IX, вып. 1.



- Безруков П. Л.* Основные научные результаты 48-го рейса и/с «Витязь» в Тихом океане.— «Океанология», 1971, т. XIII, вып. 3.
- Безруков П. Л.* Геологические полигоны и их значение для исследования геологического строения дна океана.— «Океанология», 1973а, т. XIII, вып. 2.
- Безруков П. Л.* Основные научные результаты 54-го рейса и/с «Витязь» в Индийском и Тихом океанах.— «Океанология», 1973б, т. XIII, вып. 6.
- Горбунова З. Н.* Об особенностях глинистых минералов гидротермально измененных осадков.— «Литология и полезные ископаемые», 1973, № 6.
- Затонский Л. К., Мурдмаа И. О., Маракуев В. И.* Рельеф и тектоника дна Южной котловины Тихого океана в районе горы Петелина.— «Океанология», 1973, т. XIII, вып. 3.
- Зенкевич Н. Л.* Атлас фотографий дна Тихого океана. М., «Наука», 1970.
- Мурдмаа И. О., Рудник Г. Б., Скорнякова Н. С.* Вулканогенно-обломочные породы ложа Тихого океана.— В кн.: Геология и геофизика моря. Геофизические исследования земной коры. Междунар. геол. конгресс, XXIV сессия. Докл. сов. геологов (Пробл. 8). М., «Наука», 1972.
- Мурдмаа И. О., Рудник Г. Б., Скорнякова Н. С.* Новый морфологический тип глубоководных излияний базальтовых лав.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 208, № 5.
- Мулина В. В.* Палеоценовые диатомовые илы в восточной части Индийского океана.— «Океанология», 1974, т. XIV, вып. 5.
- Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Горбунова З. Н., Зенкевич Н. Л.* О фацальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Прокопцев Н. Г., Маракуев В. И.* Донные отложения и вулканические породы полигона в Южной котловине Тихого океана.— «Литология и полезные ископаемые», 1973, № 1.
- Bezrukov P. L.* On the sedimentation in the northern part of the South Pacific.— "Oceanography of the South Pacific 1972". Wellington, 1973.
- Hamilton E. L.* Sunken islands of the Mid Pacific Mountains.— "Geol. Soc. Amer. Mem", 1956, v. 64.
- Hays J. D., Saito T., Opdyke N. D., Burckle L. H.* Pliocene-Pleistocene sediments of the Equatorial Pacific: their paleomagnetic, biostratigraphic and climatic record.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1969, v. 80, N 8.
- Heezen B. C., Hollister C. D.* Deep-sea current evidence from abyssal sediments.— "Marine Geology", 1964, v. 1, N 2.
- Heezen B. C., Hollister C. D.* The face of the deep. N. Y. Oxford University Press, 1971.
- Johnson D. A.* Ocean floor erosion in the Equatorial Pacific.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1972, v. 83, N 10.
- Johnson D. A., Johnson T. S.* Sediment redistribution by bottom currents in the central Pacific.— "Deep-Sea Research", 1970, v. 17, N 1.
- Ku T. L., Broecker W. S.* Radiochemical studies of manganese nodules of deep-sea origin.— "Deep-Sea Research.", 1969, v. 16, N 6.
- Laughton A. S.* Microtopography.— In: The Sea, Interscience. N. Y., 1963, v. 3.
- Moore T. C., Heath G. R.* Abyssal hills in Central Equatorial Pacific: detailed structure of the sea floor and subbottom reflectors.— "Marine Geology", 1967, v. 5, N 3.
- Riedel W. R., Funnell B. M.* Tertiary sediment cores and microfossils from the Pacific Ocean floor.— "Quarterly J. of the Geological Society of London", 1964, v. 120.
- Schanger S. O. e. a.* Leg 33, Deep-Sea Drilling Project.— "Geotimes", 1974, v. 19, N 3.

Д. Е. Гершанович, А. И. Конюхов

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В ЗОНАХ ВОСТОЧНЫХ ПОГРАНИЧНЫХ ТЕЧЕНИЙ МИРОВОГО ОКЕАНА

При исследованиях осадочного процесса на подводных окраинах материков в Мировом океане особое внимание привлекают зоны так называемых восточных пограничных течений. С этими зонами связаны очень высокая биологическая продуктивность в океане, достигающая максимума на участках прибрежного апвеллинга (подъема глубинных вод), интенсивное новообразование органического вещества и повышенное его накопление в донных осадках, специфический пара-

генезис вещественных типов осадков, нехарактерный для других районов океана и сопряженный во многих случаях с аутигенным минералообразованием. Осадки разного генезиса — терригенного, хемогенного, биогенного — занимают строго определенное место на профиле через подводную окраину континентов. Их ареалы, как правило, располагаются зонально и прослеживаются на расстоянии в сотни, а иногда и тысячи километров. Это подтвердили океанологические работы, выполненные недавно в районах действия восточных пограничных течений в Атлантическом (Бенгельского, Канарского) и Тихом (Перуанского, Калифорнийского) океанах. Новые данные значительно расширили представления об осадках этих районов, условиях седиментации, закономерностях распределения, состава и свойств осадков (Авилон, Гершанович, 1970; Батулин, Петелин, 1972; Гершанович и др., 1972, 1974; Емельянов, Сенин, 1969; Логвиненко, Романкевич, 1973; Саидова, 1971; Сенин, 1968; Brongersma-Sanders, 1957; Emery, 1960; и др.). Кроме терригенных осадков разной гранулометрии и петрографо-минералогического состава, биогенных карбонатных осадков (ракушечных и фораминиферовых) здесь широко развиты глауконитовые и шамозитовые песчаные и илистые осадки, конкреции и пластообразные линзы фосфоритов, различные оолитовые образования. Одной из наиболее примечательных особенностей седиментогенеза в зонах восточных пограничных течений и, в частности, на участках наибольшего проявления прибрежного апвеллинга следует считать образование и накопление глинисто-кремнистых илов, обогащенных диатомовыми остатками и содержащих до 10—25% органического вещества (ОВ). Влияние последнего на седиментационные условия оказывается чрезвычайно существенным. Оно прослеживается как на малых, так и на больших глубинах и определяет важнейшие черты осадочного процесса. Свойственная зонам восточных пограничных течений и участкам апвеллинга геохимическая и седиментационная обстановка приобретает первостепенное геологическое значение, ее возникновение, пространственное и временное изменение требуют всестороннего изучения и анализа с океанологической и литологической точек зрения. Имеющиеся материалы позволяют пока судить об этой обстановке лишь в самом общем виде.

Зоны восточных пограничных течений охватывают узкие континентальные шельфы и прилегающие к ним континентальные склоны полностью или частично. Склоны, как правило, сильно расчленены, имеют значительную крутизну, в отдельных районах, например у Калифорнии, включают участки сложного строения (континентальные бордерленды). Если зоны таких течений достигают большой ширины, они располагаются и над континентальным подножием, а в Перуано-Чилийском районе Тихого океана — и над глубоководным океаническим желобом, в целом же представляют сравнительно узкие пояса, протягивающиеся вдоль побережий континентов в тропических и субтропических широтах.

Известно, что формирование восточных пограничных течений тесно связано с действием пассатной циркуляции. Под ее влиянием холодные водные массы вдоль западных побережий континентов проникают из высоких широт в низкие до тропиков, а у Южной Америки почти до экватора, обуславливая в противоположность смежной суше и противлежащим океаническим областям крупные отрицательные температурные аномалии.

Важнейшая особенность восточных пограничных течений состоит в том, что свойственная им внутренняя циркуляция вод приводит к интенсивному и часто устойчивому подъему глубинных вод, богатых биогенными веществами, в слой фотосинтеза. Это создает основу для новообразования органического вещества в результате жизнедеятельности фитопланктона, главным образом диатомового. Фитопланктон обеспечивает бурное развитие всех других организмов, и его остатки — глав-

нейший источник ОВ донных осадков. Поднимающиеся глубинные воды характеризуются пониженным содержанием кислорода, расход которого на окисление продуктов распада отмершего фитопланктона и других организмов еще более снижает его концентрацию в подповерхностных и придонных слоях и иногда (районы Уолфиш-бея в зоне Бенгельского течения, Перуанский и др.) приводит к значительному дефициту кислорода, а нередко и к сероводородному заражению донных осадков и вод, возникновению резко восстановительной обстановки. Наиболее характерны они для участков развития мелководных диатомовых осадков, иногда прослеживаемых на больших площадях. Слабее эти условия на смежных глубинах, где преобладают терригенные или глауконитовые осадки. Периодически происходящая массовая гибель обитающих здесь организмов, вызываемая отклонениями гидрологического и гидрохимического режимов от нормального при ослаблении пассатной циркуляции, усиливает поступление ОВ в осадки и заражение их сероводородом (Bronger-sma-Sanders, 1957).

Районы восточных пограничных течений граничат с аридными областями смежной суши. Терригенный материал поступает здесь в океан в ничтожном количестве, в основном при абразии побережий. Жидкий и твердый речные стоки, как правило, не имеют существенного значения или сказываются на ограниченных по площади участках. В отдельных районах заметно влияние золотого материала. Последнее свойственно зоне Канарского течения. Относительное снижение доли терригенных компонентов в процессе доставки осадочных частиц приводит к тому, что резко возрастает доля компонентов морского происхождения. В этих специфичных условиях подъем глубинных вод и определяемая им высокая биологическая продуктивность с сопутствующей ей повышенной аккумуляцией ОВ в донных осадках оказываются чрезвычайно важным источником исходного осадочного материала.

В зонах восточных пограничных течений наблюдается сходная седиментация в совершенно разных тектонических областях подводных континентальных окраин, например на подводных продолжениях структурных элементов Африканской платформы на западе Африки и погруженных мезокайнозойских структурах крайних атлантических побережий Северо-Западной и Юго-Западной Африки и тихоокеанских побережий Северной и Южной Америки.

Все это определяет специфику литологии осадков. Терригенные осадки занимают относительно узкую полосу вдоль побережий на глубинах 40—80, иногда до 100 м. В большинстве своем это кластические полимиктовые осадки — гравий, пески, алевриты, неодинаково обогащенные мелким раковинным детритом (рис. 1). Так как разнос терригенных частиц вдоль побережий обычно ограничен, состав мелководных осадков отвечает составу береговых пород. Скорость накопления кластических частиц невелика, многие из них покрыты коркой ожелезненного глинистого вещества, а осадок зачастую приобретает ооидную текстуру, хорошо различимую в шлифах. В направлении к морю размерность частиц в общем уменьшается, пески сменяются алевритовым и алевритово-глинистым илом, обогащенным диатомовым, а в целом ряде случаев и карбонатным биогенным материалом. Карбонатообразование в зонах восточных пограничных течений все же может быть сильно ослаблено вследствие относительно низких температур воды, препятствующих широкому развитию планктонных и бентосных организмов с карбонатным скелетом. Однако, когда эти температуры не столь низки, например, в районах Канарского и Бенгельского течений, биогенное карбонатообразование существенно сказывается на составе осадков. В районе Перуанского течения оно достигает значительных размеров только севернее 5° ю. ш., где заметно ослабевает влияние холодных субантарктических вод. Карбонатный материал представлен раковинками фораминифер,

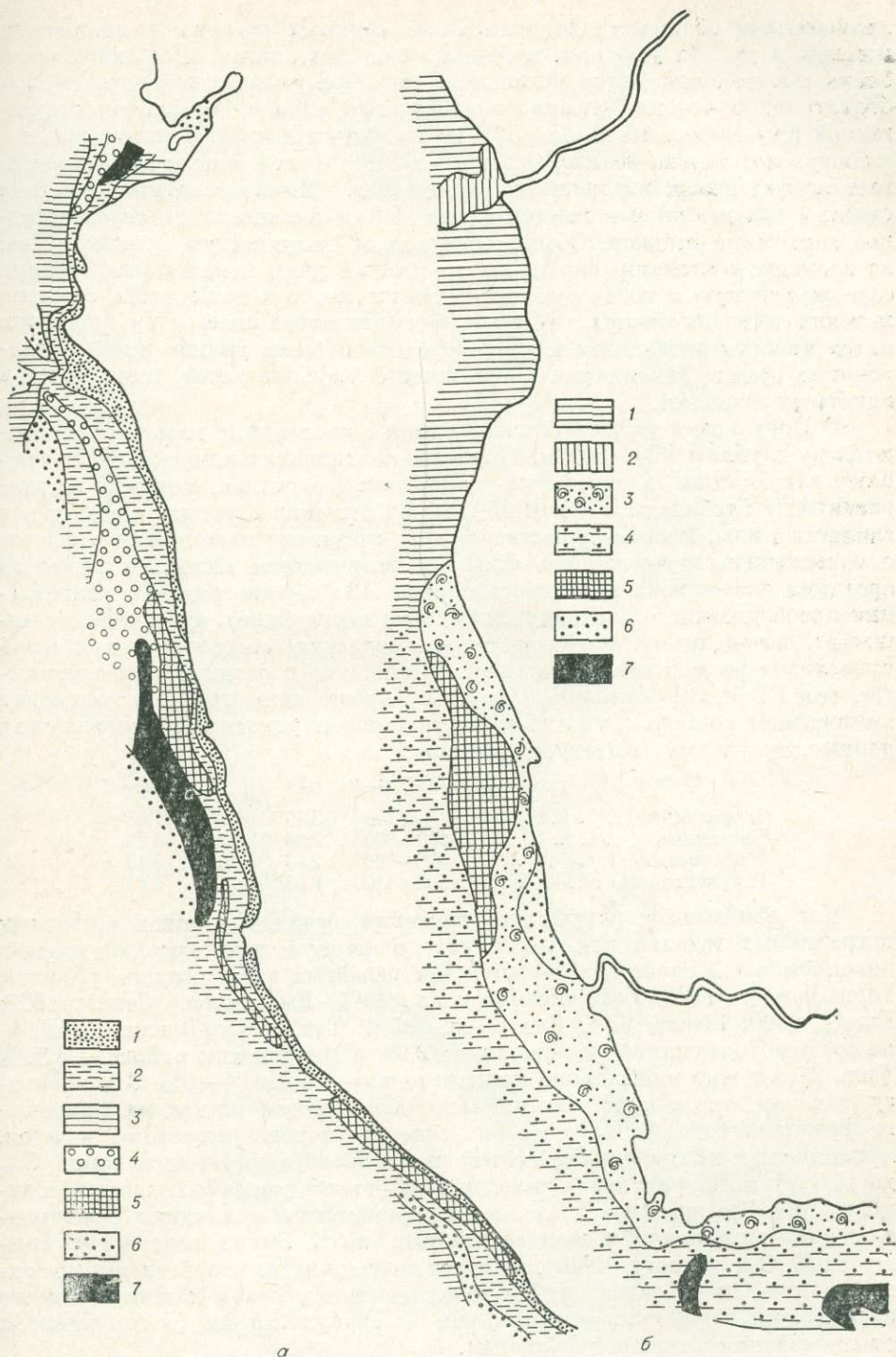


Рис. 1. Типы донных отложений в зонах Перуанского (а) и Бенгельского (б) течений.

а. Терригенные осадки: 1 — пески; 2 — мелкоалевритовые и алеврито-глинистые илы; 3 — глинистые илы. Биогенные осадки: 4 — фораминиферовые пески; 5 — диатомовые илы. Хомогенные осадки: 6 — глауконитовые пески и илы; 7 — выходы древних отложений.

б. 1 — морские, терригенные; 2 — дельтовые, терригенные; 3 — карбонатные, ракушечно-фораминиферовые; 4 — карбонатные, фораминиферовые; 5 — карбонатно-кремнистые; 6 — глауконитовые; 7 — выходы древних отложений.

мелкобитыми обломками раковин более крупных организмов-моллюсков, мшанок и др. На участках максимального апвеллинга и соответственно очень высокой продукции фитопланктона образуются диатомовые и слабодиатомовые осадки (глинисто-кремнистые илы с содержанием аутигенной кремниевой кислоты до 15—30%, а иногда и выше). Занимаемая ими площадь достаточно велика, особенно в Перуанской зоне, где она достигает многих тысяч квадратных километров. Именно с этими осадками связаны экстремальные концентрации ОВ и значительное сероводородное заражение осадков. Обычно они имеют полужидкую консистенцию, во влажном состоянии окрашены в черный цвет, в некоторых случаях содержат чешую и кости рыб. Встречаются кости и даже части скелетов морских млекопитающих, нередко фосфатизированные. При снижении интенсивности апвеллинга и при переходе в более низкие широты диатомовые осадки заменяются биогенными карбонатными песчаными и илистыми осадками.

В Перуанском районе Тихого океана диатомовые илы прослеживаются до глубины 300—500 м. Ниже на континентальном склоне их сменяют глауконитовые песчаные и глинистые осадки, которые широко развиты на глубинах от 500 до 1500 м. На больших глубинах доминируют глинистые илы. Весьма существенно, что глауконитовые осадки и осадки с повышенным содержанием фосфора встречаются непосредственно за ареалами диатомовых илов, обогащенных ОВ (обычно рядом в направлении преобладающего течения или ниже по глубине). Органическое вещество, по-видимому, определяет геохимическую обстановку, в которой происходят разделение, миграция и накопление в осадках таких элементов, как Fe, P, Si, возможно и других. Хорошо иллюстрируют изменение химического состава с увеличением глубины и удалением от побережья данные, полученные в Перуанской зоне:

Осадки	Глубина, м	Fe	P	C _{орг}
Терригенные	<100	2,40	0,28	1,43
Биогенные	100—300	2,28	0,38	4,79
Кремнистые	300—500	2,89	0,76	5,13
Глауконитовые	500—1500	6,85	0,21	2,54

Как показывают результаты изучения осадков в зонах восточных пограничных течений или в районах, близких к ним, высокий уровень накопления ОВ свойствен большинству развитых здесь осадков (Авилос, Гершанович, 1970; Гершанович и др., 1972; Емельянов, Сенин, 1969; Emery, 1960; Fisher, 1958; Zen E-An, 1959). Так, в Юго-Западной Африке среднее содержание C_{орг} составило 2,90, в Перуанском районе — 3,33% (рис. 2). Однако наибольшие концентрации — свыше 4—5% C_{орг} локализуются там, где осадки максимально обогащаются остатками отмершего фитопланктона. В Бенгельской зоне это хорошо известный участок, прилегающий к Уолфиш-бею (здесь нами определены концентрации C_{орг} до 14,6%), в Перуанской — участки в ее центре, где зафиксированы концентрации C_{орг} до 9,8—11,2%, в Калифорнийской — впадины континентального бордерленда, в осадках которых, по К. Эмери, содержится свыше 3,5% C_{орг} (Emery, 1960). Следует подчеркнуть, что зависимость аккумуляции ОВ в осадках от их вещественного состава и генезиса часто оказывается более существенной, чем от гранулометрии (в том числе и от содержания пелитовой фракции).

ОВ донных осадков, возникшее за счет распада нижней водной растительности, главным образом фитопланктона, нередко относится к так называемому «сапропелевому» типу. В отличие от ОВ наземных отложений («гумусовый» тип ОВ), формирующегося на основе лигнин-целлюлозных компонентов высшей растительности и вследствие этого обогащенных многоядерными ароматическими структурами, в строении ОВ «сапропелевого» типа преобладают алифатические и ациклические структуры.

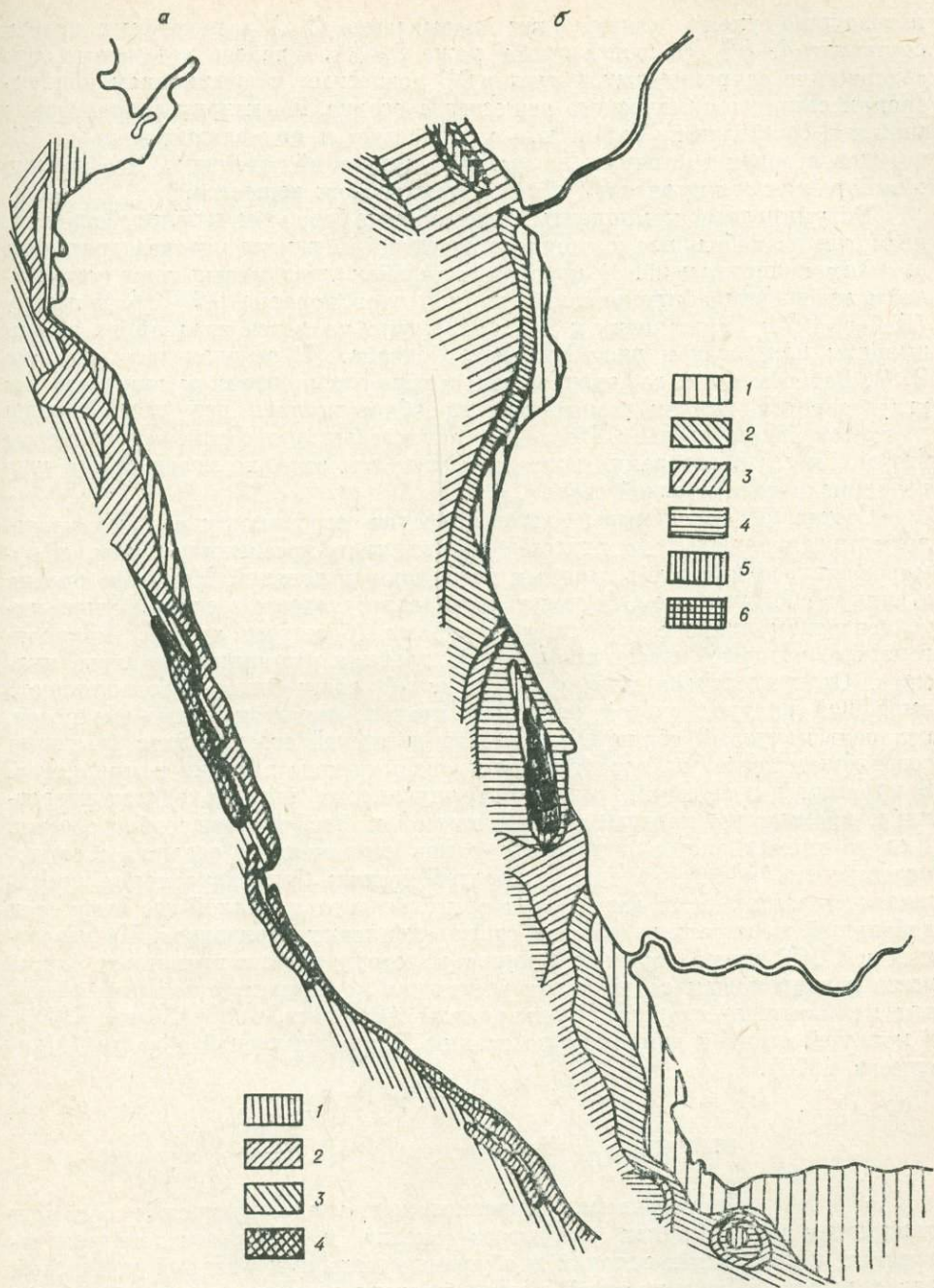


Рис. 2. Распределение $C_{\text{орг}}$ в современных донных осадках зон Перуанского (а) и Бенгельского (б) течений.

а. 1 — $< 1\%$ $C_{\text{орг}}$ в осадках; 2 — от 1 до 3; 3 — 3—5; 4 — > 5 $C_{\text{орг}}$ в осадках. б. 1 — $< 1\%$; 2 — от 1 до 2; 3 — 2—3; 4 — 3—4; 5 — 4—5; 6 — 5—6%.

Важная особенность ОВ рассматриваемых осадков — очень высокое содержание соединений, извлекаемых раствором слабой щелочи — сапропелевых кислот (Караваяев, Будяк, 1960). В эту вытяжку уходит от 60 до 90% и более органического углерода, фиксируемого в осадке. Такого рода данные были получены при исследовании осадков Перуанского района. Содержание $C_{\text{орг}}$ во фракции сапропелевых кислот по отношению

к воздушно-сухому осадку (так называемое $C_{гум}$) в некоторых пробах составило 4—8% (в одной пробе даже 8,8%). Удалось установить, что содержание сапропелевых кислот в ОВ возрастает с повышением концентрации самого органического вещества в осадке. Поскольку сапропелевые кислоты составляют большую, а зачастую и подавляющую часть ОВ осадков в зонах восточных пограничных течений, очевидно, что именно они определяют химический облик органического вещества.

Битуминозные компоненты, извлекаемые бензолом и спиртобензолом, несмотря на небольшое значение в составе ОВ, в ряде осадков достигали высоких концентраций. В некоторых пробах диатомовых илов установлены содержания битуминозных компонентов порядка 0,5—2% к осадку (Вебер, 1973; Гершанович и др., 1972), что является едва ли не самым высоким показателем для Мирового океана. В осадках того же типа В. В. Вебером были зафиксированы высокие концентрации газообразных углеводородов, причем помимо метана обнаружались все углеводороды до гексана включительно. Последнее свидетельствует о том, что процессы битумо- и газообразования в осадках этих зон активно развиваются уже на раннедиагенетической стадии.

Состав ОВ и некоторые литологические особенности осадков позволяют предположить, что диатомовые (глинисто-кремнистые) илы, сформировавшиеся в зонах восточных пограничных течений Мирового океана и сильно обогащенные ОВ, могут быть сопоставлены в сравнительно-литологическом плане с горючими сланцами (богатыми азотом) морского генезиса, которые известны в составе древних формаций аридного климата. Отличительный признак отложений этого типа — обогащенность аморфной кремнекислотой при сравнительно невысокой карбонатности, коллоальгинитовый облик ОВ, планктонногенный его характер (высокие содержания азота) и значительный уровень выхода летучих компонентов. В парагенезе с горючими сланцами описанного типа находятся известняки, кремнистые породы, глауконититы* и фосфоритовые образования. Для древних аналогов описанных выше современных осадков с сапропелевым типом органического вещества должна быть характерна протяженность занимаемого ими ареала при относительно малой его ширине и небольшой мощности отдельных горючесланцевых горизонтов. Из известных в СССР типов горючих сланцев по совокупности признаков ближе всего к диатомовым осадкам зон восточных пограничных течений подходят менилитовые сланцы Предкарпатья (Вульчин, 1963; Досин, 1972), в меньшей степени доманиковые сланцы Волго-Уральской области (Максимова, 1970).

ВЫВОДЫ

Формирование и расположение специфических седиментационных зон в осадках открытого океана в результате действия восточных пограничных течений и обусловленного ими подъема глубинных вод и высокой биологической продуктивности выступают как общеокеаническая и общепланетарная закономерность. Вместе с зонами наибольшего образования ОВ на суше они занимают особое место в гео- и биогеохимической зональности на поверхности Земли и существенно влияют на общий баланс органического вещества. Апвеллинг в океане, прямо и косвенно отражаясь на генезисе, литологии и распределении донных осадков, аутигенном минералообразовании, — важный геологический фактор.

* Точка зрения авторов о парагенезе глауконититов с горючими сланцами спорна. (Прим. ред.).

ЛИТЕРАТУРА

- Авилов И. К., Гершанович Д. Е. Исследования рельефа и донных отложений шельфа Юго-Западной Африки.— «Океанология», 1970, т. X, вып. 2.
- Батурич Г. Н., Петелин В. П. Конкреции фосфоритов на шельфе Чили.— «Литология и полезные ископаемые», 1972, № 3.
- Вебер В. В. Нефтеносные свиты и их современные аналоги.— «Труды ВНИГНИ», М., «Недра», 1973, вып. 128.
- Вульчин Е. И. Комплексное минералого-петрографическое изучение аргиллитов менилитовой серии нефтяных месторождений Предкарпатья.— В кн.: Материалы по геологии и нефтеносности Украины. 1963 (Труды УкрНИГРИ, вып. 6).
- Гершанович Д. Е., Авиллов И. К., Зарихин И. П. Донные осадки подводных окраин материков в Южной Атлантике.— «Труды ВНИРО», 1972, т. LXXV.
- Гершанович Д. Е., Горшкова Т. И., Конюхов А. И. Органическое вещество современных осадков подводных окраин материков.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М., «Наука», 1974.
- Досин Г. Д. Некоторые особенности диагенеза и катагенеза менилитовых отложений Карпат.— В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазосности УССР. Вып. 6, Изд-во Львовск. ун-та, 1972.
- Емельянов Е. М., Сенин Ю. М. Особенности вещественного состава осадков шельфа Юго-Западной Африки.— «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 2.
- Караваев Н. М., Будаек Н. Ф. Исследование так называемых гуминовых кислот пресноводных сапропелей.— «Докл. АН СССР», 1960, т. 132, № 1.
- Логвиненко Н. В., Романкевич Е. А. Современные осадки Тихого океана у берегов Перу и Чили.— «Литология и полезные ископаемые», 1973, № 1.
- Максимова С. В. Эколого-фаунистические особенности и условия образования доманика. М., «Наука», 1970.
- Саидова Х. М. О современных осадках района тихоокеанского побережья Южной Америки.— «Труды Ин-та океанологии АН СССР», 1971, т. 89.
- Сенин Ю. М. Особенности осадкообразования на шельфе Юго-Западной Африки.— «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 4.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Brongersma-Sanders M. Mass mortality in the Sea. Pt. 1.— «Mem. Geol. Soc. Amer.», 1957, v. 67.
- Emery K. O. The Sea off Southern California. New York — London, 1960.
- Fisher R. Preliminary report on expedition "Downwind". Univ. of California, Scripps Inst. of Oceanogr. Year Repr. 1958, ser. 2, v. 58.
- Zen E-An. Mineralogy and petrology of marine bottom sediment sample off the coast of Peru and Chile.— «J. Sedim. Petrol.», 1959, v. 29, N 4.

Ю. С. Дологов

О ДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И НАКОПЛЕНИЯ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА

Исследование основных факторов, динамических условий, а также механизма сортировки и накопления осадочного материала в верхней (прибрежной) части шельфа необходимо для реконструкции динамической обстановки формирования многочисленных древних осадочных толщ различного возраста.

Некоторые особенности процесса современного седиментогенеза в прибрежной зоне (до глубин 12—15 м) были выявлены при комплексных повторных стационарных работах у отмелей песчаных побережий Балтийского и Черного морей (Айбулатов и др., 1966; Дологов и др., 1968; Дологов, Стаускайте, 1970). Они проводились Институтом океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР, Отделом географии АН ЛитССР и другими организациями. Изучались гидродинамический режим (волнение и течение), процессы перемещения наносов, изменения рельефа дна и состава осадочного материала. При этом благодаря моногенетичности сов-

ременных отложений в прибрежной зоне стационарных участков различные характеристики гранулометрического и минералогического состава отобранных проб донных осадков оказались хорошими индикаторами гидродинамической активности у дна.

Каждая из фаз штормового волнения, как известно, отличается спецификой гидродинамического режима в верхней части шельфа (Лонгинов, 1963). Это определяет характер волновых течений и общую циркуляцию вод, характер и интенсивность обмена вод и наносов между отдельными участками дна (Айбулатов и др., 1966; Долотов и др., 1968) и особенности динамики среды осадконакопления. Так, в фазу усиления (развития) волнения, при значительных параметрах волн, часто отмечается существенный нагон воды к берегу, что приводит к компенсационному ее оттоку в сторону моря (разрывные течения) и вдоль берега (вдольбереговые течения). Благодаря неустойчивости режима волнения, изменению в положении линии разрушения волн и существенному градиенту нагона вод происходит интенсивный обмен водами и осадочным материалом между различными участками дна. Наличие больших скоростей течений, при общем направлении движения вод и наносов в море, создает благоприятные условия для общего размыва дна. В подобной динамической обстановке отмечается укрупнение осадков (в ходе гранулометрической дифференциации) и увеличение содержания подфракции тяжелых минералов (в ходе минералогической дифференциации).

Фаза стабилизации волнения, как и предыдущая, характеризуется значительными параметрами волн, нагоном вод к урезу и оттоком этих вод в море, что определяет общую тенденцию переноса вод и наносов в этом направлении. Однако относительно устойчивый режим волнения, относительное постоянство положения линии разрушения волн и градиента нагона вод приводят к тому, что поперечный обмен водами и осадочным материалом становится заметно слабее. При этом локализуются струи течений по морфологическим зонам дна, параллельным направлению береговой линии. Вместе с тем условия общего размыва дна устанавливают тенденцию к дальнейшему увеличению крупности поверхностных донных осадков и уменьшению содержания двух самых мелких фракций ($<0,1$ и $0,1-0,25$ мм).

В фазу затухания волнения при уменьшении волновых параметров и градиента нагона вод компенсационный отток нагонных вод ослабевает, так что преобладает движение воды и наносов в сторону уреза. Неустойчивостью волнового режима и положения линии разрушения волн объясняется значительная интенсивность обмена водами и наносами между отдельными участками дна. В результате создается динамическая обстановка, благоприятствующая накоплению осадочного материала в верхней части шельфа. Отмечается общее уменьшение крупности осадков и содержания тяжелых минералов.

В целом, общие динамические условия дифференциации и накопления осадочного материала определяются структурой волнения — длительностью отдельных его фаз, отличающихся специфическим динамическим режимом, и направлением волн. Так, при поперечных волнениях, для которых типична значительная длительность фазы затухания, ведущим процессом (в условиях достаточных запасов осадочного материала), определяющим итоговый результат волнения, становится процесс поступления мелкого материала в сторону уреза с нижележащих участков профиля в фазу затухания. В ходе подобных штормовых волнений встречается накопление осадков в зоне подводных валов и ложбин. Гранулометрическая дифференциация приводит к общему уменьшению крупности донных отложений и увеличению содержания двух наиболее мелких фракций ($<0,1$ и $0,1-0,25$ мм). Особенно это заметно у ложбин, интенсивно заполнявшихся наносами. На валах, сложенных мелким материалом, гранулометрический состав осадков почти не меняется ввиду сходства

местного и принесенного материала. За зоной валов и ложбин, на больших глубинах, в зависимости от характера изменений рельефа дна (размыва или намыва) наблюдается увеличение или уменьшение крупности осадков на разных участках. При минералогической дифференциации в рассматриваемых динамических условиях отмечается общее уменьшение содержания тяжелых минералов, особенно значительное в ложбинах, причем там это происходит на фоне значительного уменьшения среднего медианного диаметра (M_d) и, как правило, существенного увеличения содержания обеих наиболее мелких фракций. Условия, благоприятствующие накоплению осадков в верхней части шельфа, приводят к повышению содержания более легких минералов тяжелой подфракции (амфиболов и пироксенов) и значительному уменьшению содержания рудных минералов (ильменита, гематита, магнетита, лейкоксена) и особенно гранатов.

При косых волнениях, отличающихся незначительной длительностью фазы затухания, динамические условия дифференциации осадков в основном определяются проявлением гидродинамических факторов в фазы усиления и стабилизации волнения. Ведущим процессом, обуславливающим конечные результаты шторма, оказываются размыв дна и вынос материала на смежные участки берега, а также нижележащие участки дна. Этому способствует и то, что в отличие от условий действия поперечных волнений в данном случае вдольбереговое перемещение материала происходит преимущественно в одном направлении. В ходе гранулометрической дифференциации в подобной динамической обстановке отмечается общее укрупнение осадков и уменьшение содержания фракций $0,1-0,25$ и $<0,1$ мм. Существенное возрастание крупности осадочного материала характерно для ложбин, испытавших интенсивное углубление при действии сильных струй вдольбереговых течений. На валах гранулометрический состав осадков не претерпевает заметных изменений. За их зоной характер изменений величины M_d и содержания двух наиболее мелких фракций определялся тем, что испытал тот или иной участок дна. Минералогическая дифференциация осадков в условиях общего размыва дна проходила по-разному в зависимости от интенсивности придонных движений воды. При оптимальных скоростях наблюдался вынос только легких частиц мелких фракций, а тяжелые оставались на месте, так что общее содержание тяжелой подфракции возрастало. При больших скоростях придонных движений воды выносились и легкие, и тяжелые частицы фракций $0,1-0,25$ и $<0,1$ мм, что приводило к уменьшению общего процентного содержания тяжелых минералов. Так, в ложбинах увеличение содержания последних замечено на фоне некоторого возрастания величины M_d и небольшого уменьшения содержания двух самых мелких фракций. Уменьшение же процентного содержания тяжелой подфракции отмечалось на фоне существенного увеличения M_d и уменьшения содержания обеих мелких фракций. На подводных валах интенсивно отмывалась тяжелая подфракция благодаря значительным скоростям движений воды в придонном слое, и возрастало содержание тяжелых минералов, как правило, при отсутствии изменений характеристик гранулометрического состава осадков. За зоной валов и ложбин заметных изменений в составе донных отложений не обнаружено. Дифференциация осадочного материала по удельному весу в условиях общего размыва дна и выноса более мелких и легких частиц приводит к увеличению относительного содержания тяжелых минералов с большим удельным весом (гранатов и особенно рудных) и уменьшению содержания легких минералов тяжелой подфракции (амфиболов и пироксенов).

В результате стационарных исследований с повторным отбором проб донных осадков были выявлены существенные изменения их гранулометрического и минералогического состава в период отдельных волнений и, более резкие, — за серию их в отдельные сезоны. Все это свидетельст-

вует об интенсивности процесса дифференциации осадочного материала по крупности и удельному весу в верхней части шельфа. Так, от шторма к шторму содержание тяжелой подфракции в зоне валов и ложбин в некоторых случаях менялось почти в 10 раз и даже за валами — в 2—3 раза, что говорит о высокой гидродинамической активности у дна и на этих участках. Обнаружилось, что заметная разница в условиях дифференциации осадков существует не только при различных гидродинамических режимах, но и в ходе одного и того же волнения в неодинаковых морфологических зонах прибрежной части шельфа. В ложбинах, дно которых сложено разнородным материалом, происходит интенсивная дифференциация осадков как по крупности, так и по удельному весу. На подводных валах же, сложенных мелкозернистым однородным материалом, явно преобладает дифференциация по удельному весу. За зоной валов и ложбин, на больших глубинах, ход процесса дифференциации осадков оказался довольно сложным из-за неодинакового проявления гидродинамических факторов, а соответственно и разницы в изменениях рельефа на разных участках дна, к тому же отличающихся и неодинаковым набором крупности осадков.

Характер и относительная роль процессов гранулометрической и минералогической дифференциации осадочного материала на том или ином участке дна определяется, с одной стороны, величинами придонных движений воды, а с другой — сортированностью, гранулометрическим и минералогическим составом как местных, так и принесенных осадков. Эти же факторы оказывают определяющее влияние на характер (непрерывность или прерывистость) и скорость современного осадконакопления в верхней части шельфа. Следует подчеркнуть, что ведущую роль играет динамичность придонной толщи воды. Величинами волновых скоростей и скоростей течений устанавливается направленность основного рельефообразующего процесса: будет ли осадочная толща испытывать размыв или увеличивать свою мощность (в ходе накопления осадков).

В толще прибрежных отложений очень точно зафиксированы преобразования рельефа дна (этапы размыва и аккумуляции осадочного материала), связанные с особенностями гидродинамического режима в различные сезоны. В позднеосенне-зимний период, в условиях интенсивной волновой деятельности, наблюдается значительный нагон вод к берегу, обуславливающий ярко выраженный их обратный отток в море, а также вынос осадков в этом же направлении (Лонгинов, 1963). В результате в верхней части шельфа преобладает процесс размыва осадочного чехла. Преобразования донного рельефа (динамические условия) запечатлены в толще современных осадков в виде слоя крупного перемытого материала, причем особенно это заметно у толщи, слагающей дно межваловых ложбин, испытавших существенный размыв и перемыв отложений. В весенне-летний период при значительно меньшей волновой активности и общей тенденции к подаче в сторону берега осадочного материала, вынесенного в море в течение предыдущего периода (Лонгинов, 1963), в зоне валов и ложбин явно преобладал процесс аккумуляции осадков. Об этом свидетельствует довольно мощный слой однородного мелкозернистого материала.

Характер процессов дифференциации и накопления осадков усложняется при значительном изменении во времени и пространстве положения зон того или иного проявления гидродинамических факторов и соответственно зон, имеющих определенный характер изменений рельефа и состава осадочного материала. Вследствие изменений глубин меняются общие динамические условия дифференциации и накопления осадков в тех или иных морфологических зонах верхней части шельфа (зоны валов, ложбин, за валами). Эти изменения могут носить различный характер: периодический (периодическая седиментация, связанная с приливотливными колебаниями уровня бассейна), спорадический (прерывистая

седиментации в условиях непериодических колебаний уровня воды, связанных со стгонно-нагонными явлениями, действием волн цунами, ураганов и т. д.), однонаправленный (непрерывное или прерывистое осадконакопление в условиях устойчивых однонаправленных смещений уровня водного бассейна или тектонических движений в области шельфа).

Со сменой приливов и отливов связано периодическое закономерное изменение глубин, величин скоростей придонных движений воды и течений на тех или иных участках дна, в связи с чем отмечается периодическая смена динамической обстановки, в которой происходит перемещение, дифференциация и накопление осадков.

На обширных мелководных прибрежных участках шельфа с ярко выраженной деятельностью стгонно-нагонных явлений (например, на Северном Каспии), в полосе, испытывающей эпизодическое осушение (полоса осушки), ввиду небольшой длительности воздействия гидродинамических факторов осадочный материал подвержен очень незначительной дифференциации и плохо сортирован (Леонтьев и др., 1959). Накопление осадков носит нерегулярный эпизодический характер. То же относится к действию сильных ураганов и волн цунами, типичных для некоторых районов Мирового океана и обладающих очень большой энергией. Это чрезвычайно эффективные геологические агенты, обуславливающие переотложение громадного количества осадочного материала (High, 1969), подачу его со дна в самую верхнюю часть пляжа, которая остается совершенно недоступной для действия обычных (средних) гидродинамических факторов. Нагромождения плохо сортированного и почти не окатанного крупного материала встречались в тыльной части пляжа на атолле Фунафути (о-ва Эллис) в Тихом океане во время экспедиционных работ в 6-м рейсе и/с «Дмитрий Менделеев» в 1971 г.

Устойчивое длительное повышение или понижение уровня моря, как и тектоническое погружение или поднятие дна в области шельфа, вызывают интенсивные преобразования донного рельефа — приспособление действия гидродинамических факторов к меняющимся условиям их проявления, связанным с изменением глубин. На мелководных шельфах это сопровождается усиленной подачей осадочного материала в сторону уреза, при его достаточных запасах (Леонтьев, 1949; Зенкович, 1962).

При повышении уровня водного бассейна или тектонического погружения отмелого шельфа с достаточно мощным осадочным чехлом в зависимости от скорости изменения глубин (обусловленного общим затоплением) и количества поступающего в прибрежную зону материала осадочная толща может претерпевать различные изменения (Долотов, 1974). В процессе очень быстрого увеличения глубин толща современных осадков, сформированная в зоне активного волнового воздействия (верхней части шельфа), «консервируется», покрываясь сверху более глубоководными осадками. При меньшей скорости возрастания глубин в прибрежной части шельфа (или при отсутствии достаточных запасов рыхлого материала в этой зоне) толща накопленных осадков испытывает размыв сверху, пока окончательно не выйдет из зоны активного воздействия волн. При еще более медленном увеличении глубин, в результате усиленной подачи донного рыхлого материала в сторону уреза может идти непрерывное накопление осадочного материала. В период понижения уровня моря или тектонического поднятия области мелководного шельфа степень изменения динамических условий в верхней его части также бывает разной в зависимости от скорости уменьшения глубин и количества рыхлого материала, поступающего в прибрежную зону. В рыхлом материале на дне осадконакопление носит непрерывный характер. При дефиците этого материала толща ранее накопленных осадков испытывает размыв (прерывистая седиментация).

Необходимо подчеркнуть, что переход толщи осадочного материала верхней части шельфа в устойчивое геологическое образование возможен

лишь благодаря устойчивым и существенным однонаправленным изменениям уровня бассейна или тектоническим движениям в области шельфа. Только в этих случаях сформировавшаяся осадочная толща окончательно выводится из зоны, в которой она испытывает интенсивные преобразования. При повышении уровня моря или погружении области шельфа донные осадки, прежде чем перейти в устойчивое осадочное образование, испытывают еще дополнительную переработку (дифференциацию) в зоне действия неволновых факторов, ниже зоны волнового воздействия на дно (в средней и нижней частях шельфа). В случае же понижения уровня бассейна или тектонического поднятия зоны шельфа верхние участки последнего быстро и полностью выходят из-под влияния гидродинамических факторов. Осадочный материал в дальнейшем будет испытывать лишь воздействие субаэральных агентов.

ЛИТЕРАТУРА

- Айбулатов Н. А., Дологов Ю. С., Орлова Г. А., Юркевич М. Г.* Некоторые черты динамики отмелого песчаного берега.— В кн.: Исследования гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны моря. М., «Наука», 1966.
- Дологов Ю. С.* О развитии отмелого берега при разном темпе его относительно погружения.— В кн.: Новые исследования береговых процессов. М., «Наука», 1971.
- Дологов Ю. С., Айбулатов Н. А., Кирилс В. И., Юркевич М. Г.* К вопросу о динамике верхней части подводного склона и пляжа отмелого песчаного берега в различные стадии волнения.— «Труды АН ЛитССР. Серия Б», 1968, т. 3 (54).
- Дологов Ю. С., Стаускайте Р. А.* О штормовых изменениях в содержании тяжелых минералов на подводном береговом склоне (по материалам Восточной Балтики).— «Baltica», 1970, т. 4.
- Зенкович В. П.* Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Леонтьев О. К.* Перестройка профиля аккумулятивного берега при понижении уровня моря.— Докл. АН СССР, 1949, т. 66, № 3.
- Леонтьев О. К., Багтина М. Е., Добрынина Т. А.* Механический состав наносов как индикатор динамики береговой зоны северо-западного побережья Каспия.— «Вест. Моск. ун-та. Серия биол., почвовед., геол. и геогр.», 1959, № 1.
- Лонгинов В. В.* Динамика береговой зоны бесприливных морей. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- High L. R.* Storms and sedimentary processes along the Northern British Honduras Coast.— «J. Sedimentary Petrology», 1969, v. 39, N 1.

Н. Н. Верзилин, Н. С. Окнова

СЛЕДЫ ДРЕВНИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

В геологической литературе нередко приводятся сведения о древних отложениях следов подводного оползания осадков, нептунических дайках и отложениях осадочного материала из мутьевых потоков. Большое внимание стало уделяться этим вопросам в связи с обнаружением широкого развития подводных оползаний и деятельности мутьевых потоков при современном осадконакоплении. Это привело некоторых исследователей к представлениям о генетической связи разнообразных подводно-оползневых образований, нептунических даек и мутьевых потоков с повышенной сейсмичностью района во время осадконакопления (Архангельский, 1930; Верзилин, 1961; Гарецкий, 1956; Келлер, 1949; Микулленко, 1967; Страхов, 1960; Тихомиров, Халиц, 1947; Хворова, 1957; Шепард, 1951; Fairbridge, 1946; Heesen, Ewing, 1955; Marschalko, 1956; Pettijohn e. a., 1972; Ramsey, 1961; Terashima, 1967; и др.).

Изучение современных осадков и древних осадочных толщ показывает, что перечисленные явления иногда могут происходить и при отсут-

ствии землетрясений. Поэтому возникает проблема выработки критериев, позволяющих однозначно определять существование в прошлом в конкретных районах обстановок повышенной сейсмической активности.

Для возникновения подводного оползания осадков необходим относительно значительный уклон дна водоема. Угол наклона, при котором возможно оползание, считается равным $1-2^\circ$ (Архангельский, 1930). Такие углы не редкость, а подводно-оползневые деформации встречаются несравненно реже. Кроме того, экспериментальные данные показывают, что предельный угол склона дна, при котором возможно накопление глинистых осадков без оползания, очень велик — $27-30^\circ$ (Ратновский, Чочиа, 1949). Такой же большой угол естественного откоса и у песчаного материала.

Поэтому можно полагать, что для широкого развития подводно-оползневых процессов и мутьевых потоков (если последние образуются вследствие мобилизации осадочного материала при ползневых явлениях) необходима, помимо уклонов дна, еще и повышенная сейсмичность. При сотрясениях дна водоемов с участков, обладающих достаточными уклонами, стихивается наиболее подвижная, насыщенная водой часть отложенных осадков. Значит, широкое распространение в древних осадочных толщах следов подводно-оползневых деформаций — показатель повышенной палеосейсмичности района. Однако точные заключения можно получить лишь при использовании комплекса данных, тем более, что из-за недостаточной доступности древних отложений для изучения трудно судить, насколько широко развиты в них подводно-оползневые деформации.

Примером района, для которого повышенная сейсмичность в отдельных этапах геологической истории выделяется вполне однозначно, может служить Ферганская межгорная впадина в меловом и палеогеновом периодах. Следы древних землетрясений, изученные в мел-палеогеновой толще этого региона, могут рассматриваться в определенной мере как эталонные. Этот объект интересен и тем, что отложения с распространенными следами древних землетрясений представлены преимущественно красноцветными породами, и ни подводно-оползневые деформации, ни нептунические дайки, ни другие возможные следы землетрясений в них ранее не рассматривались.

В изученных отложениях выделены следующие основные типы следов древних землетрясений, схематические изображения которых приведены на рис. 1 и 2.

Чаще всего встречаются следы оползания пластичного осадка в пределах отдельных пластов или маломощных пачек. Им присуще не только чрезвычайное разнообразие форм их проявления, но и участие в них всех типов пород, слагающих меловые и палеогеновые толщи Ферганской впадины (см. рис. 1; 1—12). Мощность отложений, охваченных оползневыми процессами, обычно составляет 0,1—4 м. Только пласты, сложенные причудливо перемешанным карбонатным и глинистым материалом, иногда достигают 10 м (рис. 1; 10, 11).

Следы оползания осадков, захватывающие значительные по мощности пачки, наблюдаются реже, но характеризуются многообразием форм проявления и развитием в различных по составу отложениях. Наиболее типичны для них пачки до 20—30 м мощностью, сложенные перематыми неправильными линзами, участками и гнездами красноцветных гравелитов, песчаников и желваковидных известняков, сочетающихся нередко с причудливой формы нептуническими дайками карбонатного материала. Залегают такие оползневые пачки среди не затронутых деформациями пород.

Есть основания полагать, что пачка-линза известняков (мощностью до 60 м) в районе г. Кувасая в Южной Фергане, принимавшаяся некоторыми исследователями фаціальным аналогом толщи песчаников стра-

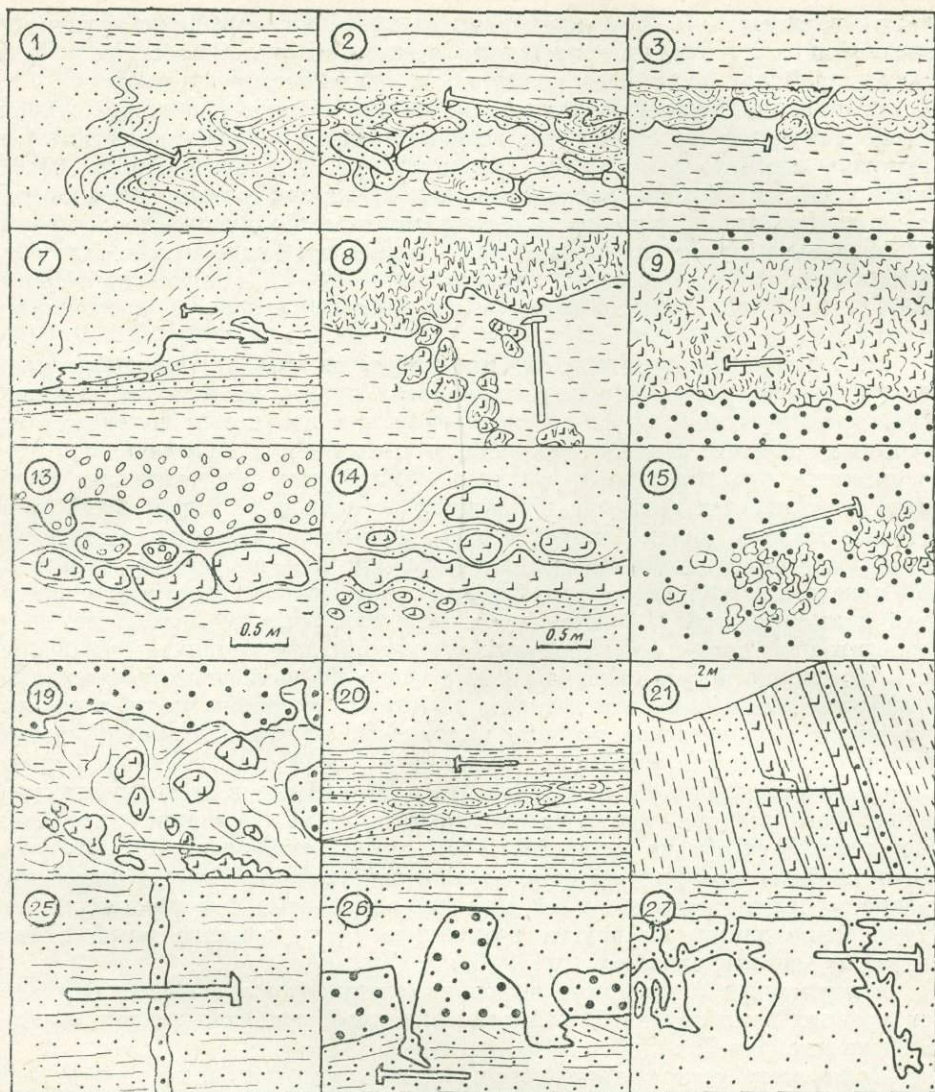
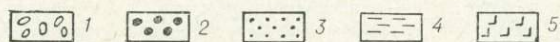
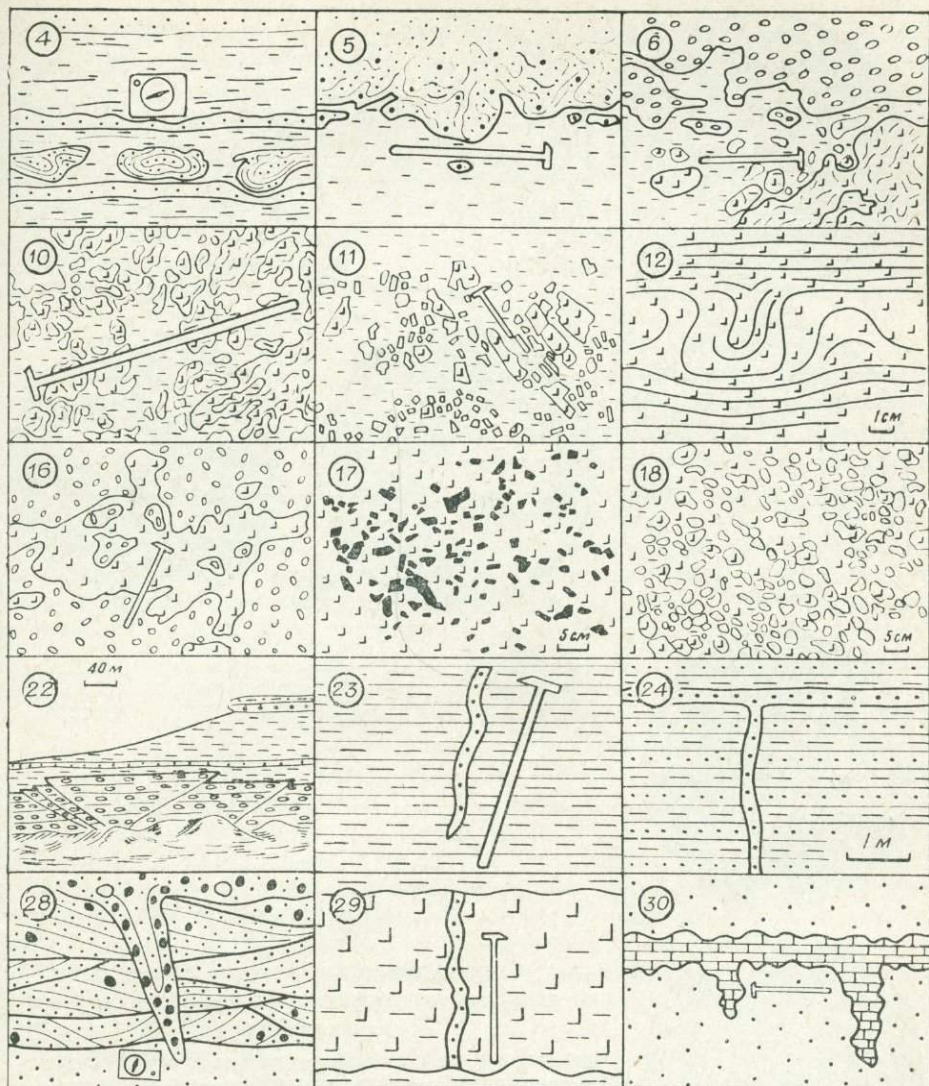


Рис. 1. Примеры следов оползания пластичного осадка в пределах отдельных плака (13—16), дробления осадков (17—19), смещений осадков, секущих
1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — песчаники или

велитами соседних разрезов, представляет собой крупную подводно-оползневую линзу или серию линз, т. е. образование, сходное с описанным для олигоцена Северного Кавказа (Вассоевич, Коротков, 1935). Об этом говорят не только сложно перемятая поверхность ее контакта с подстилающими породами, изолированное проникновение известняков в подстилающие глины (а последних в известняки), распространение текстур течения и брекчирования в известняках, но и присутствие в линзе остатков альбской фауны, а в песчаниках и гравелитах, считавшихся синхронными с ними, — сеноманской. Таким образом, с наличием подводно-оползневых процессов приходится иногда считаться при решении стратиграфических и палеогеографических вопросов.

Следы перераспределения внутри пластичного осадка в основном выражаются в причудливой форме включений кар-



стов или маломощных пачек (1—12), перераспределения внутри пластичного осадочной поверхности напластования (20—22), нентунических даек (23—30). алевриты; 4 — глины; 5 — карбонатные породы.

богатого материала среди красноцветных глин, песчаников, гравелитов, и даже конгломератов (рис. 1; 13—16). Неправильные или неровные границы вмещающих пород с включениями, следы сложных деформаций материала и взаимные внедрения указывают на протекание деформаций в еще пластичном, насыщенном водой осадке.

Следы дробления осадков наблюдаются в карбонатных породах и выражаются в распространении разнообразных конгломератовидных и брекчиевидных текстур. Эти текстуры в обнажениях отчетливо заметны в случае различной окраски отдельных участков карбонатной породы (рис. 1; 1, 17), а в шлифах — при их разной раскристаллизованности. Иногда в конгломератовидных и брекчиевидных породах «обломки» или часть их имеют несколько отличный от вмещающей массы состав (рис. 1; 1, 18). В единичных случаях отмечались прослои песчаной

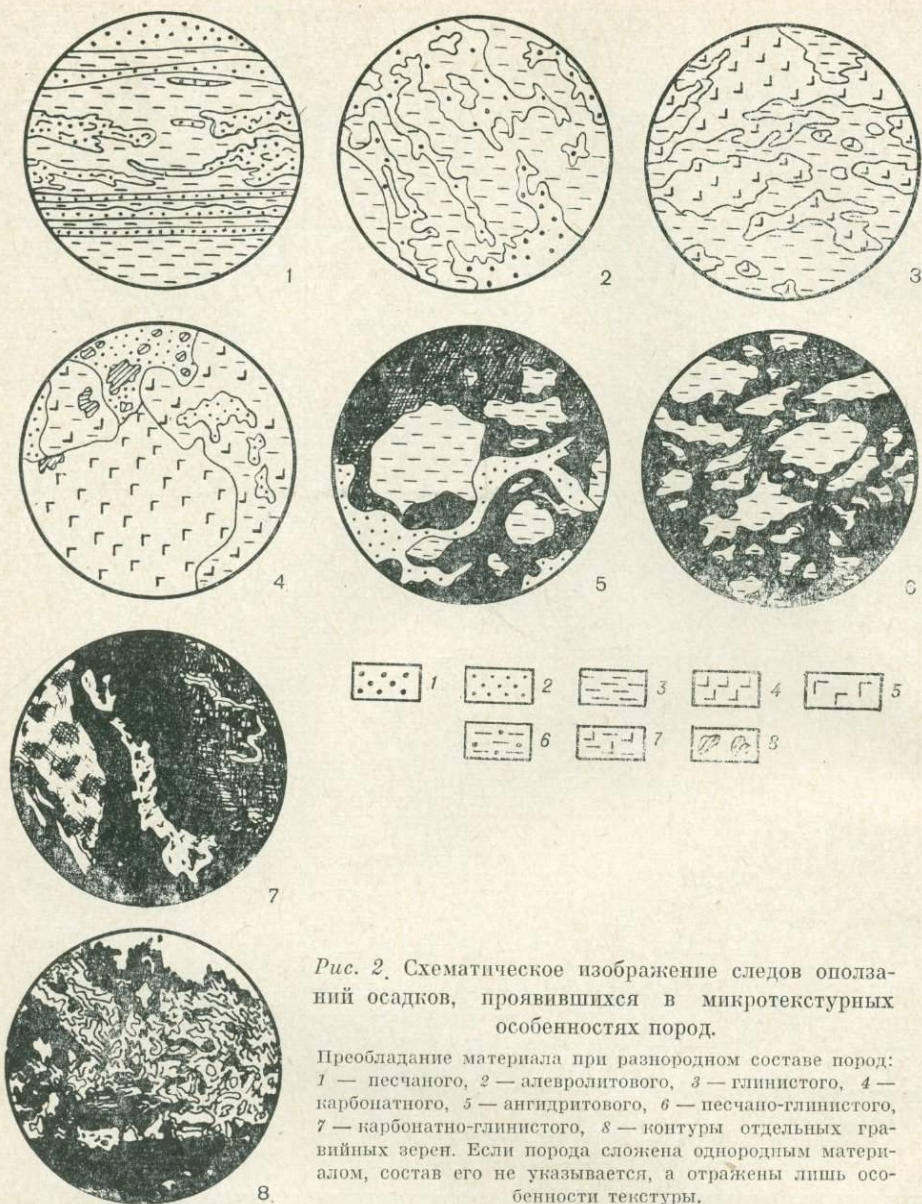


Рис. 2. Схематическое изображение следов оползаний осадков, проявившихся в микротекстурных особенностях пород.

Преобладание материала при разнородном составе пород: 1 — песчаного, 2 — алевритового, 3 — глинистого, 4 — карбонатного, 5 — ангидритового, 6 — песчано-глинистого, 7 — карбонатно-глинистого, 8 — контуры отдельных гравийных зерен. Если порода сложена однородным материалом, состав его не указывается, а отражены лишь особенности текстуры.

брекчии, обломки и вмещающий материал которых образовались за счет разновозрастных осадков.

Необходимо подчеркнуть, что нередко разновидности отмеченных выше следов оползаний тесно связаны между собой или проявляются даже совместно. Например, в процесс оползания иногда вовлекался песчано-гравийный, глинистый и карбонатный материал, причем последний был то достаточно пластичным, то уже заметно консолидированным, образующим обломки (рис. 1; 19).

Следы смещений осадков, секущих поверхности напластования характеризуются тем, что захватывают только определенные пачки пород, исчезая в ниже- и вышележащих отложениях. Это позволяет считать, что они возникли вследствие оползания пачек неодинаково уплотненных осадков, т. е. происходили параллельно с процессом осадконакопления. Иногда смещения сопровождалась дроблением и смятием осадков вблизи от поверхности оползания (рис. 1; 20). Чаше проис-

ходило лишь взаимное перемещение осадков (рис. 1; 21), изредка — несколько смещений, близких друг другу, что приводило к ступенеобразным перемещениям пластов или к частичному выжиманию громадных клинзев пород, рассекающих пачки (рис. 1; 22).

Следы обвалов, одновременных с осадконакоплением, проявляются в песчаных, песчано-глинистых и глинистых отложениях глыб поперечником в несколько метров (до 10) более древних пород. Пространственно они приурочиваются к местам осадконакопления, расположенным вблизи от древних полуостровных или островных областей сноса, и представляют собой результат береговых обвалов. Иногда вблизи глыб вмещающие породы несут отчетливые следы смятия.

Нептунические дайки имеют не только широкое распространение и разнообразие форм проявления, но и отмечаются в различных породах (рис. 1; 23—30). Длина их обычно от нескольких десятков сантиметров до 1—1,5 м, в единичных случаях до 5 м. Часто наблюдается непосредственная связь материала даек с вышележащими породами (рис. 1; 24, 26, 28, 30), но отмечается отсутствие в пачках с нептуническими дайками пород, аналогичных им по составу (рис. 1; 23, 29). Вероятно, они образовались в результате возникновения при землетрясениях трещин в уже уплотненных осадках. Одновременно перекрывающий их еще нелитифицированный, насыщенный водой и подвижный осадок проникал и заполнял трещины. После такого заполнения, или одновременно с ним, рыхлый осадок порой уничтожался, и тогда возникали дайки второй разновидности — «запечатанные» (рис. 1; 22, 29).

В изученных отложениях часто встречаются следы оползаний осадков, проявившиеся в микротекстурных особенностях пород, которые обнаруживаются при изучении шлифов. Проявления их очень разнообразны. Видны следы деформаций осадка, заключенные между микрослоями, сохранившими свою параллельность (см. рис. 2; 1). В других случаях процессы оползания различных осадков проявились в возникновении своеобразных микрожелваковидных, брекчиевидно-пятнистых и сложноперемятых текстур (рис. 2; 2—4). Часто такие или причудливо-пятнистые и флюидальные текстуры обусловлены разной окраской участков породы или различной кристаллизованностью их, что особенно широко отмечается в глинистом и карбонатном материале (рис. 2; 5—8).

О причинной связи всех выше описанных особенностей строения изученных отложений с древними землетрясениями свидетельствуют следующие факты.

1. Определенная стратиграфическая приуроченность. Указанные особенности имеют широкое распространение лишь в самых низах палеогеновых, в сеноманских и нижнемеловых отложениях, обычно приурочиваются к определенным частям указанных разрезов. При этом характерно, что чаще всего они встречаются в отложениях, формировавшихся в условиях наибольшего выравнивания как прилежащих областей сноса, так и дна бассейна осадконакопления. Следовательно, основной причиной их возникновения были не уклоны дна водоема, а повышенная сейсмичность.

2. Распространенность в различных породах одного и того же стратиграфического уровня. Если бы возникновение подводно-оползневых деформаций было связано только со значительными уклонами дна, то проявлялась бы прежде всего их фаціальная приуроченность, а не стратиграфическая.

3. Распространенность на больших территориях при сохранении определенной возрастной стратиграфической приуроченности. Следы подводно-оползневых деформаций и нептунические дайки наблюдаются не только в Ферганской впадине, но и в одновозрастных отложениях ее обрамления — Алайской долины и даже Таджикской депрессии.

4. Пространственная и временная взаимосвязь различных форм подводно-оползневых явлений с нептуническими дайками, следами обвалов, перераспределения и дробления осадка свидетельствует о том, что причина их возникновения общая. Такой причиной могла быть лишь повышенная сейсмичность района, которая в зависимости от наклона дна приводила либо к возникновению разнообразных подводно-оползневых явлений (на относительно крутых участках дна), либо к образованию нептунических даек, перераспределению осадка, дроблению его (при отсутствии достаточных для возникновения оползаний уклонов дна). Вследствие того, что различные уклоны дна обладают заметными переходами, разные типы следов древних землетрясений связаны друг с другом (а иногда переходят один в другой).

В меловых отложениях Ферганской впадины широко развиты разнообразные следы деятельности мутьевых потоков. Поскольку они распространены по всему разрезу, то они должны возникать не только при землетрясениях, но и в результате трансформации в водоеме наземных селевых потоков. Поэтому в данном случае следы мутьевых потоков не могут быть показателем повышенной сейсмичности региона.

Изучение следов землетрясений в древних осадочных толщах позволяет судить о палеогеографической обстановке накопления осадков.

1. Широкое распространение в отложениях определенного возраста и региона следов подводно-оползневых деформаций и нептунических даек может рассматриваться как показатель повышенной сейсмичности территории во время накопления соответствующих осадков.

2. Этапы возрастания и затухания сейсмической активности в пределах значительной территории должны совпадать во времени. Поэтому значительное распространение разнообразных следов древних землетрясений в некоторых частях разрезов осадочных толщ смежных районов должно свидетельствовать о синхронности отложений, в которых они присутствуют.

3. Многие следы древних землетрясений являются показателем расчлененности дна бассейна, а пространственное распределение различных их типов в сочетании с характером ориентировки некоторых из них дает возможность судить об относительном изменении уклонов дна, о простираннии подводных склонов и размерах бассейна осадконакопления.

4. Широкое распространение в древних отложениях следов подводно-оползневых деформаций и нептунических даек обуславливает накопление соответствующих осадков в устойчивых бассейновых, но не в наземных условиях. Образования, аналогичные описанным, могли возникнуть и в пределах суши, например в речных долинах, в породах, насыщенных почвенными водами, и т. д. Однако в таких условиях они не имели бы соответствующего развития и большого разнообразия и могли быть захоронены и сохраниться в геологическом разрезе в очень редких случаях, причем в отложениях, не выдержанных по площади.

5. Изучение подводно-оползневых деформаций и нептунических даек дает возможность выяснить относительную скорость литификации различных по составу осадков. Так, анализ распространения разновидностей подводно-оползневых деформаций в переслаивающихся глинах карбонатных осадках позволяет считать, что карбонатные илы литифицируются скорее, чем глинистые. Изучение же нептунических даек показало, что при накоплении чередующихся глинистых и песчаных осадков скорее литифицировались глинистые.

6. Изучение подводно-оползневых деформаций и нептунических даек помогает выяснить время образования окраски древних отложений или некоторых аутигенных выделений. Например, характер оползневых тектур и особенности нептунических даек в меловых отложениях Ферганы в некоторых случаях, несомненно, указывают на то, что красноцветная окраска отложений возникла до подводно-оползневых деформаций и об-

разования нептунических даек. Иногда в глинах с примесью пирита подводно-оползневые деформации произошли после его образования. Это приводит к мысли, что сероводородное заражение осадка встречалось еще в стадию седиментогенеза или в самом начале диагенетической стадии.

7. Изучение подводно-оползневых деформаций позволяет судить об условиях накопления красноцветных осадков. Так, широкое развитие подводно-оползневых деформаций в первично-красноцветных породах и тем более наличие текстур, свидетельствующих о сползании сероцветных осадков или карбонатных илов в зону накопления красноцветного материала, указывают на то, что соответствующие красноцветные осадки отложились или возникли в условиях водной среды на относительно значительных глубинах.

Нам представляется, что приведенные данные достаточно убедительно определяют важность специального изучения подводно-оползневых текстур и нептунических даек. Оно может не только дать материал для суждения о палеосейсмичности района, но и помочь в решении вопросов условий образования осадков и преобразования их в породы. В некоторых случаях изучение подводно-оползневых явлений и нептунических даек имеет и практическое значение (Fairbridge, 1946).

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления.— «Бюлл. МОНП. Т. 38. Отд. геол.», 1930, т. 8, вып. 1, 2.

Вассоевич Н. Б., Коротков С. Т. К познанию явлений крупных подводных оползаний в олигоценовую эпоху на Северном Кавказе.— «Труды Нефт. ин-та. Серия геол.», 1935, вып. 52.

Верзилин Н. И. Многообразие следов древних землетрясений в нижнемеловых отложениях Северо-Восточной Ферганы.— «Вест. ЛГУ», 1961, № 24.

Гарецкий Р. Г. Кластические дайки.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1956, № 3.

Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования.— «Труды ИГН СССР», 1949, вып. 104.

Микуленко К. И. Подводно-оползневые образования в палеоценовых и эоценовых отложениях Дагестана.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1967, № 2.

Ратновский И. И., Чочиа Н. Г. О первичных углах наклона пород.— «Литологический сб. ВНИГРИ», 1949, № 1.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1 и 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Тихомиров В. В., Хаин В. Е. Подводные оползни и обвалы в третичных отложениях Северо-Восточного Азербайджана.— «Докл. АН СССР», 1947, т. 58, № 1.

Хворова И. В. Подводно-оползневые текстуры.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. 4. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Шенард Ф. Геология моря. М.—Л., ИЛ, 1951.

Fairbridge R. W. Submarine slumping and the location of oil bodies.— "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists", 1946, v. 30.

Heesen B. S., Ewing M. Orleansville earthquake and turbidity currents.— "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists", 1955, v. 39, N 12.

Marschalko R. Clastic dykes and their relations to synsedimentary movements.— "Geologické práce zprávy", Bratislava, 1956, N 36.

Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. Sand and sandstone. New York, 1972.

Ramsey J. G. The effect of folding upon the orientation of sedimentation structures.— "J. Geol.", 1961, v. 69.

Terashima H. On the paleogene sandstone dikes in the Muroto district Shikoku island, Southwest Japan.— "Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. geol. and minerals", 1967, v. 34, N 1.

ДОМЕЗОЗОЙСКИЕ БАСЕЙНЫ КРАСНОЦВЕТНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ИХ ЭВОЛЮЦИИ

Древние области красноцветной седиментации широко распространены на территории земного шара и соответствуют различным геохронологическим интервалам его жизни, начиная с раннего протерозоя. Такие области в захороненном виде представляют собой более или менее мощные накопления красноцветных отложений, отличающихся следующими характерными признаками. Эти отложения обладают типичной для них окраской, обусловленной присутствием в их составе набора железистых минералов-красителей (гематит, гетит, маггемит и др.). Они принадлежат, за редким исключением, терригенным образованиям, поэтому их первоначальное название «Красные песчаники» (Red Sandstone) и сейчас сохранилось в геологической литературе. Наконец, в генетическом отношении красноцветы — типичные континентальные отложения, формирующиеся в обстановке жаркого или теплого климата, в связи с чем данные об их распространении нередко привлекаются для палеоклиматических реконструкций.

Хотя в единичных случаях бассейны красноцветной седиментации могут быть указаны для раннего протерозоя (например, Удоканский бассейн на юге Сибири с возрастом 2,4 млрд. лет), их массовое распространение на земной поверхности относится к позднему протерозою и более юным эпохам, среди которых, кроме позднего протерозоя, в домезозойское время выделяются девонская и пермская эпохи красноцветной седиментации. Впрочем, красноцветные отложения встречаются на разных уровнях разреза осадочной оболочки Земли (Анагольева, 1972; Van Houten, 1961; и др.).

Отсутствие более древних, допротерозойских бассейнов обусловлено, по-видимому, предполагаемой многими исследователями (Страхов, 1963; Van Houten, 1961; и др.) малой ролью окислительных процессов в древних бассейнах седиментации на ранних стадиях истории развития Земли, а это зависит от малого содержания кислорода в атмосфере (Виноградов, 1964; Cloud, Gibor, 1970; и др.). Для образования красноцветных отложений окислительные процессы в бассейнах седиментации совершенно необходимы, так как без них соответствующая пигментация отложений невозможна.

На основании данных о характерных ассоциациях пород и об их составе, обусловленном соответствующими климатическими условиями, в которых происходила седиментация, выделяются два типа красноцветных отложений. Первый из них представлен бескарбонатными или бедными карбонатным материалом ассоциациями, возникающими в гумидной обстановке, второй — ассоциациями, существенно обогащенными карбонатными примесями, свойственными аридным условиям седиментации. Соответственно могут быть выделены аридный и гумидный типы бассейнов красноцветной седиментации.

Гумидные бассейны типичны для позднего протерозоя, по-видимому, это обусловлено отсутствием в то время наземной растительности, впервые в массовом распространении появившейся в девоне. Продукты красноземного выветривания, попадавшие в позднепротерозойские континентальные бассейны седиментации, лишенные разлагающихся растительных остатков, которые восстанавливают окислы железа, сохраняли красную окраску не только в более благоприятной обстановке аридного климата, но и в гумидных условиях. Отсутствие редуцентов в бассейнах

седиментации способствовало, вероятно, также образованию свободных скоплений гематита, гетита и других минералов с окисленным железом. В настоящее время в позднепротерозойских бассейнах красноцветной седиментации установлено присутствие железорудных залежей, в некоторых случаях имеющих практическое значение (Гао Чжень-Си и др., 1962; Перваго, 1966).

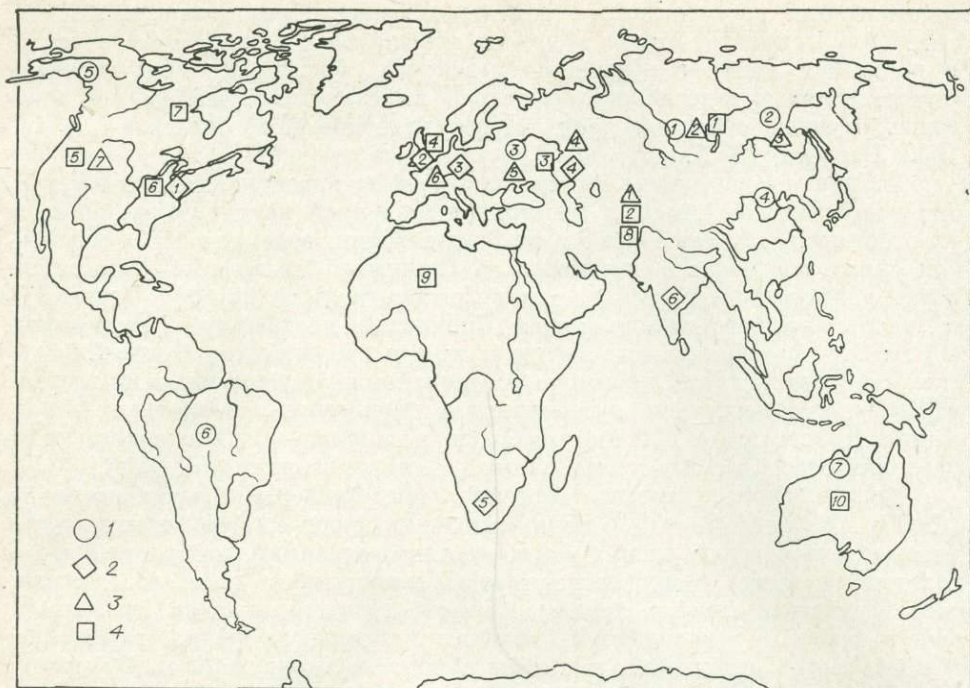
Позднепротерозойские гумидные бассейны красноцветной седиментации известны на обширных пространствах земной поверхности. Размеры их огромны и зачастую охватывают территории, соизмеримые с масштабом самих платформ, в частности на Сибирской платформе. Типичные черты данного рода бассейнов можно рассмотреть на примере Тасеевского, расположенного на юго-западе Сибирской платформы (Анатольева, 1972). Этот бассейн на юго-западе и западе очерчивается Саяно-Енисейской складчатой дугой, на севере Заангарскими поднятиями, а на востоке областью распространения сероцветных терригенно-карбонатных пород. Длина его достигает 450 км, наибольшая ширина — 250, в южном направлении бассейн сужается до 50 км и постепенно выклинивается.

Красноцветные толщи бассейна представлены бескарбонатными (CaCO_3 не более 5—10%) полимиктовыми породами, охватывающими парагенез, в который входят конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты, а также терригенные породы аналогичного типа, содержащие сингенетические линзы и прослои гематита. Для его площади, примыкающей к южной и юго-западной окраинам Енисейского кряжа, характерен грубый состав отложений, имеющих мощность около 2000 м. Эта часть бассейна расположена у подножия сравнительно высокого и расчлененного горного массива. По направлению к востоку наблюдается сокращение мощности отложений до 1200 м и общая смена грубых терригенных пород более тонкими, среди которых и встречаются сингенетические прослои и линзы гематита с содержанием 40—80% окиси железа, достигающие мощности 10—15 см при протяжении на сотни метров. Наиболее многочисленны такие прослои и линзы на крайнем востоке бассейна, в области, переходной к сероцветным терригенным и карбонатным отложениям, фациально замещающим красноцветные толщи. Этими толщами и очерчивается бассейн собственно красноцветной седиментации. Суммарная мощность красноцветных отложений в восточной переходной зоне сокращается до 250 м.

Весь комплекс красноцветных отложений Тасеевского бассейна полигенетичен. Он включает отложения пролювиальные, аллювиальные, дельтовые и отчасти прибрежно-морские. Характерен фациальный ряд отложений, отвечающий смене пролювиальных отложений аллювиальными и аллювиально-прибрежными по направлению от горного обрамления в глубь бассейна.

Типовое асимметричное строение, а главное — характерное для бассейна выполнение терригенными осадками, бедными карбонатными примесями, в сочетании с гематитовыми прослоями и линзами, свойственно и некоторым другим бассейнам красноцветной седиментации. Подобные парагенезы пород присущи Гонамскому бассейну, расположенному на юго-востоке Сибирской платформы, для западной части Русской платформы, для Северо-Китайского бассейна, где залежи железных руд среди красноцветных отложений достигают промышленных мощностей и содержатся. Отмечались они и на Аляске, и на Бразильской и Австралийской платформах (см. рисунок, таблицу).

Более поздние палеозойские гумидные бассейны существенно отличаются от позднепротерозойских. С появлением в конце среднего палеозоя и в верхнем палеозое огромных количеств биомассы типа таких бассейнов, по-видимому, сократились и приобрели иной облик. Главная отличительная их черта — угленосные накопления. Отмечается приуроченность палеозойских гумидных бассейнов красноцветной седиментации к



Распространение домезозойских бассейнов красноцветной седиментации.

1 — гематитовые; 2 — угленосные; 3 — меденосные; 4 — эвапоритовые. Названия бассейнов см. в таблице.

краевым прогибам и предгорным впадинам, расположенным вдоль фронта герцинских складчатых сооружений, а также к расчленяющим эти сооружения межгорным впадинам.

Примером типичных палеозойских красноцветных угленосных образований служит хорошо изученный бассейн Данкард в Северной Америке (Berryhill, 1967). Он эллипсоидальной формы, имеет размеры 125×127 км, расположен в пределах краевого прогиба Аппалачской (герцинской) складчатой системы. Заполняют его красноцветные, отчасти зеленоцветные и сероцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты, встречающиеся в различных сочетаниях с загрязненными известняками и прослоями углей. Наибольшая мощность отложений наблюдается в южной части бассейна, где она достигает 360 м. В северном направлении мощность этих отложений сокращается и варьирует в пределах 50—150 м.

К южной части бассейна приурочены грубозернистые и конгломератовые песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами и тонкозернистыми песчаниками, содержащими маломощные прослои углей. В этом районе располагается и главная масса красноцветных пород, к северу постепенно замещаемых терригенными породами серой и зеленовато-серой окраски. На севере бассейна красноцветные отложения тоже играют существенную роль в строении разреза. Здесь они встречаются совместно с мергелистыми известняками, аргиллитами и песчаниками, включающими угольные пласты наибольшей мощности.

Как и в протерозойских гумидных бассейнах, красноцветные отложения бассейна Данкард полигенетичны и при общем континентальном типе осадков характеризуются сочетанием аллювиальных, озерных и болотных фаций. Типична общая смена фаций с юго-востока (здесь бассейн примыкал к Аппалачским горам) на север, северо-запад, где он граничил с эрозийными ложбинами, заполненными красноцветными отложениями, включающими гипс.

Сочетания красноцветных отложений с углями, свойственные палеозойским гумидным бассейнам, присущи не только бассейну Данкард, но и многим другим регионам (см. рисунок, таблицу). Они встречаются в бассейнах: Аушпирском верхнекарбонном Южной Англии, в Монетийском и Гальском верхнекарбонных, в Ильфельдском и Деленском нижнепермских Центральной Европы, в Голюшурминском верхнепермском восточной части Русской платформы, в верхнепермских южной Африки («Красная Эйка») и Индии (ярус Ранитандж).

Вполне вероятно, что к палеозойским гумидным образованиям относятся красноцветные комплексы терригенных отложений, сопровождаемых бокситами, например тихвинские и североонежские бокситовые толщи Русской платформы (Горецкий, 1960). Породы, вмещающие бокситовые залежи, образовались здесь, как считается, в аллювиальных, озерно-болотных и лагунных обстановках, вследствие чего можно предполагать гумидные условия седиментации и для данного типа красноцветных отложений, тем более, что образование бокситов возможно только в гумидных условиях.

Аридные бассейны представляют собой совсем иной тип образований. По ассоциациям и составу пород они отличаются от красноцветных отложений, образовавшихся в гумидных условиях. Для красноцветных отложений, аридных зон характерна постоянная примесь карбонатного материала, составляющая свыше 10% и достигающая 30% и более. Кроме того, им постоянно подчинены прослои и пачки мергелей, известняков и доломитов (Страхов, 1963). Такие терригенно-карбонатные красноцветные отложения содержат некоторые весьма характерные горизонты, например, медистых песчаников и медных руд, в том числе промышленного значения, либо более или менее мощные толщи гипсов, ангидритов и реже каменных солей.

Известны очень древние меденосные бассейны аридной красноцветной седиментации. Упомянутый в начале данного изложения Удоканский бассейн на юге Сибири (Олекмо-Витимская горная область) относится по возрасту к раннему протерозою (Богданов и др., 1966; Семихатов, 1974). Аналогичные по возрасту меденосные бассейны имеются, по-видимому, и в Северной Родезии (Медный пояс Северной Родезии, 1963). Следует отметить, что, хотя возраст меденосных бассейнов разнообразен, главная масса их принадлежит, по-видимому, верхнему палеозою.

Примером рассматриваемого типа бассейнов может быть Джезказганский бассейн Центрального Казахстана (Дружинин, 1966; Сапожников, 1948; и др.). В структурном отношении он представляет межгорную впадину, заложившуюся на каледонско-докембрийском фундаменте. Для него типичны ассоциации красноцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов с подчиненными им пачками терригенных пород аналогичного состава, окрашенных в серые или зеленовато-серые тона, а также с прослоями, линзами и включениями медистых песчаников и пластовых медных руд. Общая мощность этих отложений варьирует в пределах от 370 до 1380 м. Как и в других бассейнах красноцветной седиментации, сохраняется полигенетический характер осадков. Наряду с лагунно-дельтовыми обычны также прибрежно-морские и типичные континентальные фации отложений.

Размеры Джезказганского бассейна достигают 100×150 км при наибольшей мощности красноцветных толщ около 1380 м. К нему в этом районе примыкает Тенизская впадина с очень сходным составом отложений, имеющая размеры 300×300 км и мощность красноцветных отложений 1200 м.

Подобный тип аридных бассейнов красноцветной седиментации, сопровождаемой образованиями медистых песчаников, а также меднорудными пластами или прослоями, встречается на юге Сибирской платформы (Ленский бассейн), где возраст красноцветных отложений преимущест-

Тип бассейнов	Состав осадков	Генетические типы отложений	Структурное положение	Положение в вертикальном ряду
Гумидный	Ассоциации красноцветных терригенных отложений с галитовыми прослоями	1. Продювиальные 2. Аллювиальные 3. Дельтовые 4. Прибрежно-морские	Основа чехла древних платформ; области прогибания, расположенные близ подножий горных сооружений	Вниз по разрезу могут сменять любые отложения; перекрываются либо карбонатными, либо соленосными отложениями
	То же, с углями	1. Аллювиальные 2. Озерные 3. Болотные	Красиво прогибы и предгорные впадины, расположенные вдоль терригенных складчатых сооружений; межгорные впадины	Вниз по разрезу обнаруживают постепенные переходы к угленосным и карбонатным отложениям; вверху сменяются сероцветными карбонатными отложениями
Аридный	Ассоциации красноцветных терригенно-карбонатных отложений с медистыми песчаниками и медными рудами	1. Аллювиальные 2. Лагуно-дельтовые 3. Прибрежно-морские	Предгорные и межгорные впадины; прогибы, окаймляющие горные сооружения	Подстилаются красноцветными эвапоритами, сероцветными карбонатными и угленосными отложениями; перекрываются преимущественно меденосными красноцветными и сероцветными карбонатными отложениями
	То же, с гипсами, ангидритами и нередко с наметками солей	1. Аллювиальные 2. Озерные 3. Лагуно-дельтовые 4. Прибрежно-морские	Предгорные и межгорные впадины, прогибы, окаймляющие горные сооружения, а также внутренние части платформ	Подстилаются сероцветными соленосными или карбонатными отложениями, перекрываются преимущественно меденосными красноцветными и сероцветными карбонатными отложениями

Положение в латеральном ряду	Климатическая обстановка	Главный район распространения; возраст
Как правило, переходит в сероцветные терригенные и карбонатные отложения	Жаркий влажный климат с кратковременными засушливыми периодами	1. Тасевский бассейн (юго-западная часть Сибирской платформы); верхний рифей 2. Гонимский бассейн (юго-восточная часть Сибирской платформы); нижний рифей 3. Западная часть Русской платформы; верхний рифей 4. Северо-Китайский бассейн (северная часть Китайской платформы); нижний и верхний рифей 5. Аляска; верхний рифей 6. Бразильская платформа; верхний рифей 7. Северо-западная часть Австралийской платформы; нижний рифей
Заменяются сероцветными угленосными или карбонатными отложениями		1. Бассейн Данкард (Сев. Америка); пермь 2. Аундрский бассейн (Юж. Англия); верхний карбон 3. Монетинский, Гальский, Илфельдский, Деленский и другие бассейны (Центр. Европа); верхний карбон, пермь 4. Восточная часть Русской платформы; пермь 5. Южная Африка; пермь 6. Индия; пермь
Переходят в эвапоритовые красноцветные и карбонатные сероцветные отложения, реже в сероцветные угленосные отложения	Жаркий сухой климат с кратковременными влажными периодами	1. Джезказганский бассейн (Центр. Казахстан); карбон 2. Ленский бассейн (южная часть Сибирской платформы); кембрий, ордовик, силур 3. Удоканский бассейн (юго-восточная часть Сибирской платформы); ранний протерозой 4. Восточная часть Русской платформы; пермь 5. Южная часть Русской платформы; пермь 6. Центральная Европа; пермь 7. Центральная часть Северной Америки; пермь
В большинстве случаев сменяются сероцветными соленосными и карбонатными отложениями		1. Юго-западная часть Сибирской платформы; кембрий, ордовик, силур, девон 2. Центральная Казахстан; пермь 3. Восточная часть Русской платформы; пермь 4. Англия, пермь 5. Центральная часть Северной Америки; пермь 6. Восточная часть Северной Америки; силур 7. Канада; девон 8. Афганистан; девон 9. Северная Африка; девон 10. Центральная Австралия; девон

венно верхнекембрийский или ордовикский, отчасти силурийский, и на юго-востоке Сибирской платформы (раннепротерозойский Удоканский бассейн), а также на юге и востоке Русской платформы, в Центральной Европе и в центральной части Северной Америки, где известны пермские красноцветы (см. рисунок и таблицу).

К аридным относятся еще и те бассейны, в которых наблюдается тесная ассоциация красноцветов с эвапоритами. Такие ассоциации представляют собой сочетания красноцветных терригенных и смешанных терригенно-карбонатно-сульфатных пород. Они включают различные разновидности красноцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов и мергелей, отчасти известняков и доломитов, а также гипсов и ангидритов. В них обычны наборы пород, представленные тонким переслаиванием ангидритов или гипсов, доломитов и алевролитов. В генетическом отношении эти породы принадлежат образованиям, возникающим в зоне обширных озер, озерноподобных лагун и на аллювиальных равнинах, в большинстве случаев удаленных от областей сноса на значительные расстояния. Изредка встречаются также морские фации осадков.

Примером красноцветных эвапоритовых бассейнов может служить верхнекембрийский Верхоленский бассейн на юге Сибирской платформы (Анатолева, 1972). Этот бассейн занимает огромную территорию между Енисеем и верховьями Лены, ограниченную поднятиями Енисейского крижа на западе и Восточным Саяном на юге и юго-востоке и несколько наклоненную на северо-восток, где красноцветные терригенно-карбонатно-сульфатные отложения тесно переплетаются с переслаивающими их сероцветными карбонатными породами. Мощность красноцветных отложений Верхоленского бассейна варьирует в пределах от 600 до 1200 м. Наибольшие мощности наблюдаются на западе бассейна, в области, примыкающей к ограничивающим его поднятиям. На Сибирской платформе имеются и другие возрастные группы эвапоритовых бассейнов, в частности в ордовике, силуре и девоне.

Аналогичные ассоциации, указывающие на распространение бассейнов подобного типа, можно отметить в Центральном Казахстане (жиделисайская свита нижней перми), на восточной окраине Русской платформы (пермские красноцветные отложения), в Англии («Новые Красные Песчаники»), в центральной и восточной частях Северной Америки (силур, пермь). Кроме пермских широко известны и девонские эвапоритовые бассейны красноцветной седиментации. Они находятся в Канаде, Афганистане, Северной Африке и в Центральной Австралии (см. рисунок и таблицу). Вообще, эвапоритовые бассейны относятся к наиболее распространенным представителям красноцветной седиментации.

Сопоставляя известные данные о гумидных и аридных бассейнах красноцветной седиментации, можно сделать следующие выводы.

1. Для докембрийских стадий развития характерно широкое распространение гумидных бассейнов красноцветной седиментации, тогда как для более позднего времени типично преимущественное распространение аридных, хотя в течение всего палеозоя гумидные условия накопления красноцветных осадков в некоторых бассейнах сохранялись, а в докембрии известны аридные меденосные бассейны красноцветной седиментации.

2. Докембрийским гумидным бассейнам свойственно образование в осадках сингенетичных с полимиктовыми красноцветными терригенными породами прослоев гематита и гетита, дающих иногда рудные скопления. Эта особенность наиболее древних гумидных бассейнов определяется, по-видимому, отсутствием в докембрии наземной растительности и относительной бедностью континентальных осадков органическими соединениями, способными восстанавливать попадавшие в бассейны седиментации окислы железа — красители красноцветных отложений.

3. В начале палеозоя произошли некоторые изменения в процессах красноцветной седиментации. Пространственно разобщенные в предшествующие эпохи времени с соленакоплением эти процессы распространились на солеродные бассейны и частично на них наложились. Вследствие этого в кембрии, например, появились ранее отсутствовавшие ассоциации красноцветов с ангидритами и гипсами.

4. С появлением в девоне наземной растительности и возрастанием количества биомассы в континентальных отложениях создались условия, менее благоприятные для накопления красноцветных осадков, характерных для предшествующей эпохи. Вследствие этого исчезли из разрезов типичные главным образом для докембрия красноцветные полимиктовые отложения с гематит-гетитовыми прослоями. Именно в это время впервые зарождаются своеобразные ассоциации красноцветных пород с углями. Примерно в это же время начинают появляться и гумидные бассейны, заполненные континентальными отложениями, содержащими свободный глинозем.

5. В пермский период угленосные красноцветные ассоциации встречаются довольно часто, хотя в общем верхнему палеозою присущи преимущественно аридные ассоциации красноцветных пород.

6. Сравнительное изучение красноцветных отложений различных этапов домезозойской истории Земли позволяет выявить их общую изменчивость в различные периоды геологического времени и, таким образом, наметить некоторые черты эволюции бассейнов красноцветной седиментации. Имеются основания утверждать, что красноцветные отложения, свойственные главнейшим этапам домезозойской красноцветной седиментации, существенно различаются между собой и что смена их во времени находится в прямой зависимости от общей эволюции осадочной оболочки Земли и ее биосферы и атмосферы.

ЛИТЕРАТУРА

- Анатольева А. П. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск, «Наука», 1972.
- Богданов Ю. В., Кочин Г. Г., Кутырев Т. И., Парадеева Л. Н., Травин М. Л., Трифонов Н. П., Феоктистов В. П. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Л., «Недра», 1966.
- Виноградов А. П. Газовый режим Земли.— В кн.: Химия земной коры. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Гао Чжень-Си, Сюн Юнь-Сян, Гао Пин. Предварительные данные о стратиграфии синийских отложений Китая. Древнейшие породы Китая. М., ИЛ, 1962.
- Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Дружинин И. П. О формационном положении меденосных отложений Джезказгана.— «Докл. АН СССР», т. 171, № 6, 1966.
- Медный пояс Северной Родезии. М., ИЛ., 1963.
- Перваго В. А. Алданская железорудная провинция. М., «Недра», 1966.
- Сапожников Д. Г. Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана. М., 1948. (Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 93).
- Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., «Наука», 1974.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеол-издат, 1963.
- Berryhill H. L. Paleotectonic investigations of the premian system in the United States. Allegheny region.—“Geological survey prof.”, Washington, 1967.
- Cloud P., Gibor A. The oxygen cycle.—“Sci. american”, 1970, v. 223, N 3.
- Van Houten F. B. Climatic significance of red feds.—“Descriptive palaeoclimatology”. New York — London, 1961.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ
ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ
ПАЛЕОЗОЙСКИХ СОЛЕНОСНЫХ СЕРИЙ
В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМАМИ
ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ

Эвапоритовые отложения считаются наиболее важными индикаторами палеоклимата. Они неоднократно использовались для восстановления аридных областей, поясов эвапоритовой седиментации и общей климатической зональности на Земле в прошлые геологические периоды (Синицын, 1970; Страхов, 1960, 1962; Blackett, 1961; Irving, Briden, 1962; Lotze, 1963; Meyerhoff, 1970; Opdyke, 1962; Robinson, 1973; Schwarzback, 1963; и др.). В настоящее время существует много различных точек зрения на палеоклиматическую зональность эвапоритового осадконакопления в палеозое, согласно которым либо доказывается постоянное положение полюсов, экватора и континентов на протяжении всего фанерозоя, либо при неизменном размещении континентов подтверждается другое положение в прошлом полюсов и экватора, либо обосновывается дрейф континентов в соответствии с данными палеомагнитных исследований и новой глобальной тектоники.

Чтобы выяснить эти вопросы, нами составлены литолого-палеогеографические схемы для пяти этапов палеозоя: раннего кембрия, среднего девона, позднего девона, второй половины ранней перми и поздней перми. Схемы построены в двух вариантах: 1) при современном расположении континентов, 2) с учетом перемещения континентов на основе реконструкций К. Крира (Creer, 1973).

Анализируя полученные материалы, можно сделать вывод о том, что особенности пространственного размещения палеозойских соленосных серий и палеоклиматическая зональность эвапоритовой седиментации в палеозое наиболее полно объясняются при реконструкциях с учетом палеомагнитных данных и перемещения континентов. Палеогеографическое положение и типы соленосных бассейнов в палеозое зависели от преобразований, приводящих к различному размещению на Земле континентов, океанов и морей, а также зон аридного климата, к которым всегда были приурочены области эвапоритового осадконакопления.

В палеозойскую эру фиксируется общее увеличение континентальных масс и последовательное объединение разрозненных материков в огромный континент Пангею. В кембрийском периоде намечаются три крупных континента: Гондвана, Америка и Фенноскандия, располагавшиеся преимущественно в южном полушарии. Между океанами и морями существовали широкие связи. Солеродные бассейны были очень крупными окраинными морями. Положение Гондваны в основном между южным полюсом и палеоэкватором предопределило образование областей аридного климата в зонах, тяготеющих к тропикам. К ним были приурочены Ирано-Пакистанский соленосный бассейн и бассейн Амадиес. Формирование соленосных отложений в бассейнах Восточно-Сибирском и Маккензи происходило в экваториальной зоне. Вследствие своеобразного размещения континентов относительно палеоэкватора области аридного климата и эвапоритового осадконакопления не выходили за пределы 30—35° южнее и севернее экватора. Поясов эвапоритовой седиментации в кембрии могло не быть.

В девонском периоде значительно увеличились размеры континентов, и они стали занимать другое положение. Появился крупный материк

Лавразия (совместно с Америкой), который значительно приблизился к Гондване. Возникли новые области суши (Ангарида и др.). Гондвана, находясь в южном полушарии, почти целиком располагалась южнее 30° ю. ш. Юго-западная часть Лавразии находилась у экватора. При таком размещении континентов аридные области должны были располагаться преимущественно в Лавразии, где и возникло значительное количество соленосных бассейнов (Западно-Канадский, Мичиганский, Морсовский, Северо-Сибирский, Верхнедевонский Русской платформы). Еще одна область аридного климата находилась в австралийской части Гондваны. Регионами соленакопления стали в основном внутренние моря на окраинах континентов. Связи между солеродными бассейнами и океаном сохранились достаточно широкими. Для девонского периода можно наметить только один пояс аридной седиментации, который протягивался с юго-запада на северо-восток и охватывал окраинные и центральные районы Лавразии. Он был одновременно поясом эвапоритового осадконакопления. Аридная область в Австралии, по-видимому, самостоятельная, а не составная часть южного пояса аридного климата. Условий для образования аридного пояса в южном полушарии в девоне, возможно, не существовало.

В пермском периоде возник огромный континент Пангея. Значительная территория Азии стала сушей. Регионы соленакопления в это время сместились в глубь суши. Они почти целиком расположились внутри континентов (бассейны Западно-Европейский, Восточно-Европейский, Мидконтинента и др.). Ограничились их связи с открытыми морями и океанами. В солеродные области начали в большом количестве поступать континентальные пресные воды, что привело к возникновению значительных масс калийно-сульфатных солей. Появились бассейны континентального соленакопления (Чу-Сарьсуйская впадина). Континент Пангея, образованный в результате слияния Гондваны и Лавразии, расположился между северным и южным полюсами; палеоэкватор пересекал этот континент в северной его половине. При таком расположении Пангеи аридная зона находилась у экватора и простиралась до 30° с. ш. в Лавразии и почти до 40° ю. ш. в центральных и западных районах Гондваны (Robinson, 1973). По-видимому, в пермском периоде был только один пояс аридного климата, охватывающий не только тропические, но и экваториальные и субэкваториальные зоны.

Области эвапоритового осадконакопления, таким образом, оказываются размещенными в палеозое совсем иначе, чем современные эвапориты относительно теперешнего экватора. В отдельные периоды палеозоя вообще могло не существовать двух поясов аридного климата, как наблюдается сейчас, и, возможно, поэтому попытки их выделения остаются малоубедительными. Учитывая в целом приэкваториальное положение палеозойских эвапоритовых серий, а также приуроченность к этому поясу теплых гумидных зон, можно считать, что на протяжении всей палеозойской эры сохранялась широтная климатическая зональность. Ни в одном из этапов палеозойского соленакопления климат на Земле не был повсеместно жарким тропическим, как предполагают некоторые исследователи (Синицын, 1970; Meyerhoff, 1970). Палеогеографические реконструкции не подтверждают построения А. Мейерхоффа (Meyerhoff, 1970) о поступлении в соленосные бассейны палеозоя Северной Америки и Евразии морских вод из Атлантического океана через Северный Ледовитый океан. Эти бассейны были связаны или с Тихим океаном, или с Тетисом.

В результате проведенного анализа можно сделать следующие выводы.

1. Размещение аридных областей в палеозое принципиально отличалось от современной эпохи вследствие иного расположения и размеров континентов, океанов и морей и другого их положения относительно палеоэкватора. Переносить современную климатическую зональность на

прошлые периоды, особенно палеозойские, можно лишь с учетом этих изменений.

2. Эвапоритовые отложения в палеозое накапливались в областях аридного климата, приуроченных к приэкваториальным зонам. Пояса эвапоритовой седиментации, если и существовали, то занимали другое пространственное положение, нежели современные зоны эвапоритового осадконакопления. В частности, в пермском и девонском периодах, по-видимому, существовал только один пояс эвапоритовой седиментации, а в кембрийском периоде, возможно, вообще не было эвапоритовых поясов, и соленосные осадки накапливались в крупных изолированных областях аридного климата.

ЛИТЕРАТУРА

- Жарков М. А.* Эволюция соленакпления в геологической истории.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Жарков М. А.* Палеозойские соленосные формации мира. М., «Недра», 1974.
- Иванов А. А., Воронова М. Л.* Галогенные формации. М., «Недра», 1972.
- Синицын В. М.* Древние климаты Евразии. Ч. 3. Вторая половина палеозоя (девон, карбон и пермь). Изд-во Ленинградского ун-та, 1970.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. I. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. III. Закономерности состава и размещения аридных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Фивег М. П.* О некоторых вопросах палеогеографии эпох соленакпления.— «Труды ВНИИГалургии», 1972, вып. 60.
- Храмов А. Н.* Магнитное поле Земли в позднем палеозое (анализ мировых палеомагнитных данных).— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1967, № 1.
- Blackett P. M. S.* Comparison of ancient climates with the ancient latitudes deduced from rock magnetic measurements.— «Proc. Roy. Soc. (London)», 1961, Ser. A, N 1312.
- Borchert H., Muir R. O.* Salt deposits — the origin, metamorphism, and deformation of evaporites. London, D. Van Nostrand Ltd., 1964.
- Creer K. M.* Discussion of arrangement of Palaeomagnetic Poles on the map of Pangaea for Epochs in the Phanerozoic.— In: Implications of Continental Drift in the Earth Sciences. V. 1, London — New York, Academic Press, 1973.
- Irving E., Briden J. C.* Palaeolatitude of evaporite deposits.— «Nature», 1962, v. 196, N 4853.
- Lotze F.* The distribution of evaporites in space and time. NATO.— «Adv. Study Inst. on Palaeoclimates, Newcastle». New York, 1963.
- Meyerhoff A. A.* Continental Drift, II: High — Latitude Evaporite Deposits and Geologic History of Arctic and North Atlantic Oceans.— «J. Geology», 1970, v. 78, N 4.
- Opdyke N. D.* Palaeoclimatology and Continental Drift.— In: Continental Drift. London — New York, Academic Press, 1962.
- Robinson P. L.* Palaeoclimatology and Sontinental Drift.— In: Implications of Continental Drift in the Earth Sciences. London — New York, Academic Press, 1973, v. 1.
- Schwarzbach M.* Climates of the Past. London, D. Van Nostrand Ltd., 1963.

Ю. П. Казанский

ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ МОРСКИХ ДОЛОМИТОВ

Доломиты морского происхождения распространены широко. Их формирование в виде пластов, слоев, горизонтов и толщ обусловлено седиментацией богатых магнием карбонатных осадков (от высокомагнезиальных кальцитов до протодоломитов) с последующей диагенетической переработкой в доломит (Казанский, 1973).

Определение условий формирования доломитовых осадков основывается на трех группах данных: 1) материалы по седиментации совре-

менных карбонатных осадков, 2) литолого-фациальный анализ ископаемых доломитовых пород и 3) результаты экспериментов.

Современные доломитовые осадки разделяются на два типа: 1) прибрежные, лагунные илы зон аридного и семиаридного климатов и 2) доломиты органогенных построек зон тропического климата. Первый тип установлен в Персидском заливе и в лагунах южного побережья Австралии (Alderman, Skinner, 1957; Chilingar e. a., 1967). Карбонатные илы в этих районах содержат магнезиальные кальциты, протодоломит и гидромагнезит, ассоциирующиеся с сульфатами кальция и галитом. В заливах и лагунах установлена довольно пестрая физико-химическая обстановка с широким диапазоном солености, рН и Mg/Ca отношений. Есть все основания полагать, что состав вод этих бассейнов и их донные осадки не вполне одновозрастны.

Побережье Флориды, Багамские и Малые Антильские острова — пример образования доломитов в тропическом климате. Доломитовые илы формируются в зоне прилива, на грязевых площадках или в изолированных лагунах, ассоциируясь с арагонитом, кальцитом и гипсом (Deffeyes e. a., 1964; Shinn e. a., 1965). Происхождение доломита седиментационно-диагенетическое.

Древним доломитам посвящена огромная литература. Ее анализ показывает, что намечаются по крайней мере три группы доломитовых пород: 1) прибрежно-морские, 2) внутриконтинентальных морей, заливов и проливов, 3) мелководные, преимущественно эпиконтинентальные. Первая группа известна с архея. Метаморфизованные аналоги прибрежно-морских доломитов отмечены в раннем докембрии Канадского щита, Хамар-Дабана и Прибайкалья (Конилов, Шалек, 1973; Rankama, 1963). В протерозое доломиты этого типа установлены в Скандинавии, на Сибирской и Северо-Американской платформах (Казанский, 1973; Соколов, 1963; Rankama, 1963; и др.). Они широко распространены в палеозойских отложениях всех континентов, несколько реже — в мезозойских и кайнозойских формациях.

Второй тип, связанный с бассейнами, в той или иной мере изолированными от открытоморских обстановок, прослеживается с конца докембрия до миоцена. Породы этого типа переслаиваются как с известняками, так и сульфатно-соляными образованиями. Характерная особенность этой ассоциации — преимущественная приуроченность доломитовых пород к центральным, часто более мелководным частям бассейна (Ронов, 1956). Наиболее древние осадки этого типа известны в формациях позднего докембрия Сибирской платформы и Австралии. Далее они отмечены в палеозое Сибирской, Русской, Северо-Американской платформ, в Южной Америке и т. д. (Chilingar e. a., 1967; Sloss e. a., 1960; и др.). Пример наиболее молодых доломитов — миоценовые отложения бассейна Средиземного моря.

Источниками растворов для формирования доломитов второй ассоциации и сопутствующих им сульфатно-соляных пород считаются продукты выпаривания морской воды. В последнее время появляется все больше данных, указывающих на определенную роль в этом процессе термальных вод, связанных с зонами глубинных разломов.

Третьей группе свойственно совместное распространение известняков и доломитов в прибрежных и открытоморских фациях. Она известна по крайней мере с раннего протерозоя. Представители этой ассоциации — докембрийские отложения Скандинавии, Южного Китая, Северной Америки, Сибирской платформы и других районов (Казанский, 1973; Соколов, 1963; и др.). Латеральные фациальные ряды характеризуются преобладанием известняков в прибрежных зонах и тяготением доломитов к открытоморским областям, что особенно показательно для платформенных бассейнов.

Начиная с кембрия, третья группа доломитовых пород встречается значительно реже, например, в кембрии Сибирской платформы и Виргинии, в девоне Центральных Кызыл-Кумов (Средняя Азия) (Абрамович, 1972; Казанский, 1973; и др.).

Экспериментальные исследования установили, что соленость (хлорность) в процессе химического осаждения доломита может изменяться в широких пределах. Существует определенная связь между соленостью и Mg/Ca отношением: чем выше содержание солей в растворе, тем больше должна быть эта величина. Для доломитообразования очень важны концентрация в растворе карбонат-иона и pH. Сложна роль углекислого газа, так как повышение его количества в воде уменьшает pH, что в свою очередь сокращает содержание карбонат-иона. Таким образом, благоприятное влияние CO₂ на осаждение доломита будет в том случае, если в растворе имеется компонент, повышающий pH. Эксперименты показали, что такими веществами могут быть NH₃ и некоторые аммониевые соединения.

Приведенные материалы и данные по составу древних атмосфер и гидросфер позволяют наметить пять этапов доломитонакопления в истории Земли (Казанский, 1973). Наиболее древний этап охватывает ранний докембрий. Предполагается, что в это время атмосфера состояла из CO₂, NH₃ и CH₄, а состав морской воды отвечал гидрокарбонатно-хлоридному типу. Среди катионов преобладали NH₄⁺, Ca²⁺, Mg²⁺ и Na⁺. Накопление химических кальций-магниевого карбонатов происходило в зонах мелководий, вблизи устьев рек, где pH могли быть ниже, чем в обстановке открытого моря.

Второй этап включает средний и поздний протерозой. Сокращение количества аммиака в атмосфере за счет разложения его кислородом, продуцированным водорослями, понизило величину pH, что вместе с изменением других параметров (сокращение содержания Ca в морской воде и др.) создало необходимые условия для химического и биохимического осаждения высокомагнезиальных кальцитов и протодоломита в эпиконтинентальных морях «нормальной» солености, а местами и в геосинклинальных бассейнах.

Для третьего этапа (поздний докембрий — кембрий) характерно смещение максимума доломитонакопления во внутриконтинентальные бассейны, что связывается с усложнением ландшафтно-климатических обстановок после байкальской складчатости, а также нарушением отношений Mg/Ca в морской воде в результате развития фауны с известковым скелетом.

В интервале ордовик — пермь (четвертый этап) доломитообразование почти полностью сместилось в полуизолированные бассейны. Для пятого этапа (мезозой и кайнозой) характерно значительное сокращение объемов карбонатонакопления. Осаждение богатых магнием илов встречается в основном в прибрежно-морских фациях.

Таким образом, физико-химические и палеоклиматические условия формирования доломитовых осадков, не всегда имеющих современные аналоги, многообразны, что следует учитывать при палеоклиматических реконструкциях на площадях современных материков. Указанные особенности доломитообразования могут иметь немаловажное значение при решении палеогеографических задач, связанных с проблемой перемещения континентов, особенно в палеозое и протерозое.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамович Е. Л. Генезис доломитовых формаций Центральных Кызыл-Кумов. Ташкент, «ФАН», 1972.

Казанский Ю. П. Основные этапы морского карбонатонакопления. — В кн.: Фации и геохимия карбонатных пород. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1973.

Конииков А. Э., Шалек Е. А. Фациальные и геохимические особенности архейских карбонатных отложений Хамар-Дабана и Прибайкалья.— В кн.: Фации и геохимия карбонатных пород. Л., ВСЕГЕИ, 1973.

Ронов А. Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт).— «Труды ГИН АН СССР», 1956, вып. 4.

Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963.

Alderman A. R., Skinner H. S. Dolomite sedimentation in southeast of South Australia.— "Amer. J. Sci.", 1957, v. 255, N 3.

Chilingar G. V., Bissell H. J., Fairbridge R. W. (ed). Carbonate rocks. Origin, occurrence, classification. V. 1. Elsevier Publ. Comp., Amsterdam — London — New York, 1967.

Deffeyes K. S., Lucia F. J., Wey R. K. Dolomitization: observation on the island of Bonaire.— "Netherlands Antilles. Sci.", 1964, v. 143, N 3607.

Rankama K. (ed.). The Precambrian. New York — London — Sydney. Interscience Publisher, 1963, v. I, 268 p., 1965, v. II.

Shinn E. A., Ginsburg R. N., Lloyd R. M. Recent supratidal dolomitization in Florida and the Bahamas.— "Geol. Soc. Amer. Spec. Paper", 1965, N 85.

Sloss L. L., Dapples E. C., Krumbein W. C. Lithofacies maps. An atlas of the United States and southern Canada. New York — London, Wiley, 1960.

Н. Б. Вассоевич, Ю. К. Бурлин, А. И. Конюхов,
Ю. И. Корчагина, И. А. Назаревич

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Появление в раннем палеозое новых, разнообразных растительных форм с жесткой лигнино-целлюлозной клеточной мембраной привело не только к постепенному завоеванию жизнью обширных участков суши, но и к разделению накапливавшегося в стратиффере углеродистого органического вещества (ОВ) на два основных типа, обычно именуемых «сапропелевым» и «гумусовым». Первый тип обязан появлением нижней растительности с углеводно-белковой (амикагиновой) и жировой (липоидиновой — полимерлипоидиновой) основой, второй — высшей растительности, с лигнино-целлюлозной основой.

Неопределенность ряда терминов, связанных с органическим веществом (начиная с него самого)*, побудила нас пользоваться новой, пока малоизвестной терминологией. Все углеродистые органические вещества (ОВ) именуются *кахитами*. Для обозначения их генетических типов используются различные префиксы: для кахитов в современных и ископаемых осадках (седиментитах) — седикахиты (СК); для кахитов в почвах — педокахиты и т. д.

В ОВ «сапропелевого» типа существенную роль играют алициклические и алифатические структуры, поэтому его можно обозначать как СК_{ал.} Для ОВ «гумусового» типа с поликонденсированной ареновой структурой логично обозначение СК_{ар.} Кроме того, выделяется СК — амикагиновый (СК_{ам}), примечательный высоким содержанием N и гидроароматическими структурами.

Накопление СК_{ар} (с умеренной примесью СК_{ам}) ярко выразилось в возникновении углей и в появлении нового постледовонского типа оса-

* Слово (лексема) «органический» страдает терминологическим пороком — полисемией; оно имеет три главных значения — биологическое, химическое и переносное (для характеристики тесноты связи).

дочных тел — угленосных внутриконтинентальных и паралических формаций. На суше и прежде всего в озерах семиаридных и аридных климатических поясов, где, возможно, было бурное развитие низших растительных форм, существовали условия для аккумуляции $СК_{ал}$. Этот процесс проявился в широком развитии сапропелитов, в том числе и горючих сланцев, во многом аналогичных тем, формирование которых происходило в заливах и полузамкнутых лагунах моря, а также на открытом океанском шельфе в районах с мощным подъемом глубинных вод (Страхов, 1962).

Достаточно неопределенный и термин «континентальный», под которым понимают самые разнообразные типы отложений: субаэральные и субаквальные, а среди последних — аллювиальные, болотные отложения и осадки озер (разной солености). Особенно показательны отложения так называемых озер-морей (типа Каспийского), которые отлагались в условиях, во многом идентичных эпиконтинентальным (морским) обстановкам. Поэтому при употреблении термина «континентальный» следует обязательно конкретизировать обстановку осадкообразования.

Таким образом, определение ОВ (СК) как континентальное не является конкретной его химической характеристикой, так как в различных фациальных обстановках в пределах суши формируются совершенно разные типы ОВ (СК).

Для $СК_{ал}$ свойственно полное или почти полное отсутствие частиц, сохранивших морфологию исходных гидробионтов (например, талломоальгинита), и преобладание коллоидных и сорбированных форм (коллоальгинита и микстинита). Часто отмечаемое в $СК_{ал}$ повышенное содержание N (на стадии осадка) обязано примеси $СК_{ам}$ — амикагинов, представляющих собой новообразования (в водной толще бассейна и в осадках) на базе аминокислот и углеводов. К $СК_{ам}$ относятся гетерополиконденсаты, такие как сапропелелевые кислоты и их ангидридные (нерастворимые) формы. Элементное отношение H/C (атомное) для них $СК_{ам}$ обычно выше 1, достигают иногда 1,5.

Органическое вещество типа $СК_{ал}$, характеризующееся преимущественно алифатическими цепями (балхашит, куронгит), т. е. производные от жирных и жироподобных веществ, обозначаются как $СК_{ам-ал}$. При преобладании амикагинов, что свойственно некоторым горючим сланцам с высоким содержанием N, обозначение меняется на $СК_{ал-ам}$.

В основе $СК_{ар}$ лежат высококонденсированные структуры циклического строения с низким содержанием H и высоким — гетероатомов, находящихся в кольцах и мостиковых связях, что особенно характерно для «зрелого», прошедшего диагенетическую и раннекатагенетическую стадии преобразования ОВ (СК). В составе $СК_{ар}$ обычно присутствуют морфологически выраженные реликты исходных организмов. Определяющие компоненты $СК_{ар}$ — лигнин и флавоноидин. Кроме них в $СК_{ар}$ осадков всегда имеется примесь амикагинов и полимерлипоидинов, унаследованных от тканей высших растений, но главным образом возникших за счет интенсивной микробальной деятельности при деструкции исходного ОВ при его захоронении. В тех случаях, когда эта примесь достигает 30% и более, можно использовать символы $СК_{ал-ар}$ либо $СК_{ам-ар}$ в зависимости от типа примеси. Липтобиолиты — угли, составленные пылью, спорами или пробковой тканью высших растений (липоидиновая и полимерлипоидиновая основа), могут быть обозначены символом $СК_{ар-ал}$.

Продукты автолиза, гидролиза и микробального разложения высших растений — гетерополиконденсаты весьма специфического строения, в целом обедненные N и H. Атомное отношение H/C ниже 1.

Таким образом, различия в составе $СК_{ар}$ и $СК_{ал}$ наследуются органическим веществом от исходных биохимических структур организмов, что особенно отчетливо наблюдается (на стадии диагенеза) в строении

высокомолекулярных, извлекаемых слабощелочной вытяжкой соединений, которые, как установлено в последнее время, являются ведущим компонентом не только почв (20—35%), торфов (до 60%) и бурых углей (до 70%) (традиционные гуминовые кислоты), но и озерных (43—51%, Ishiwatari, 1971), морских и океанических осадков (30—60%, Arpino e. a., 1973). Последние, названные Н. М. Караваевым сапропелевыми кислотами (1966), относятся к $СК_{ам}$ и отличаются от гуминовых кислот, принадлежащих к типу $СК_{ар}$, высоким содержанием N: 2,9—4,0% (пресноводные сапропели), 3,4—5,6 (морские шельфовые осадки) и даже 6,4 (сапропель), а также более высокими значениями отношения N/C, которое равно 1,0—1,5 в озерных осадках и 1,2—1,7 в морских (Ishiwatari, 1971) по сравнению с 0,7—0,5 в гуминовых кислотах почв.

В настоящее время можно считать установленным спектр условий, приводящих к накоплению СК в концентрированных формах. Это заболоченные равнины, втянутые в продолжительное и медленное прогибание — для угля; обособленные и полубособленные участки мелководных морей, а также шельфы и склоны западных окраин материков, находящихся под воздействием холодных течений (Гершанович и др., 1974) — для богатых N горючих сланцев; озера гумидных и семиаридных зон — для сапропелитов и липтобиолитов, а аридных зон для кеннелей и богхедов (Swain, 1970). Однако до сих пор существует значительная неясность в отношении формирования рассеянных СК (ОВ) в различных седиментационных обстановках и относительной роли при этом высшей и низшей растительности. Признавая, что ареалы развития концентрированных форм СК на поверхности Земли достаточно четко разграничены, трудно ожидать того же и в отношении рассеянных форм СК.

Благоприятные условия для их совместного накопления складываются в зоне борьбы суши и моря, а на континентах — в зонах переходного климата при наличии конечных водоемов стока. Смешанные типы СК распространены поэтому в осадках заливов, дельт и аванделът рек, впадающих в моря и озера, а также в озерах дистрофного и олиготрофного типов. Подобные смешанные формы можно обозначить как $СК_{ар}^{ал}$ при преобладании «гумусового» начала над «сапропелевым» и $СК_{ал}^{ар}$ при обратном соотношении. Эти индексы рационально использовать лишь для механической смеси двух типов СК. Наличие же в составе СК полимеризатов, в строении которых примерно одинакова роль ареновых и алифатических структур, описывается символами $СК_{ал-ар}$ или $СК_{ар-ал}$.

Мозаичность обстановок накопления континентальных отложений, выражающаяся в изменчивом облике, литологическом разнообразии и сложном, непостоянном составе минерального (и глинистого) вещества по площади и разрезу, находит отражение в различии химического и структурного строения СК. Зачастую СК в континентальных образованиях выступает как один из наиболее чутких индикаторов изменения условий среды осадкообразования, например нахождение прослоев богхедов в толще отложений, которым свойственны гумусовые угли (Успенский, 1970). Эти фациальные изменения, чаще ландшафтные, реже климатические, не всегда находящие отражение в эволюции минерального состава пород, моментально фиксируются типом СК (ОВ).

Развитие большинства внутриконтинентальных и паралических формаций контролируется определенным тектоническим и (или) климатическим ритмом. Так, отложения угленосных паралических формаций характеризуются циклическим строением. Кроме $СК_{ар}$, преобладающего в нижней части каждой циклотемы, породы содержат органический материал типа $СК_{ал-ар}$ и $СК_{ал}$, а также смешанные формы $СК_{ал}^{ар}$ и $СК_{ар}^{ал}$ (речные и озерные фации) в средней и верхней частях циклотемы. К концу цикла могут появляться и преобладать $СК_{ар-ал}$ и $СК_{ал-ам}$.

Отложения аридных терригенных формаций, обедненные ОВ (СК), содержат его в виде продуктов перемыва горных почв, малоизмененных в процессе переноса. По химической структуре это СК относится к $СК_{ар-ам}$ или $СК_{ар}$.

Наиболее многообразны условия формирования сидеролитовых и близких к ним формаций, представляющих собой накопления эпох латеритообразования и, главным образом, последующего перемыва латеритов при постепенной аридизации климата. Породы нижней части циклотем (песчаники, алевролиты, каолинитовые и монтмориллонитовые глины) содержат СК с преобладающей лигнинно-целлюлозной структурой — $СК_{ар}$. В средней части циклотем, образованной пресноводными озерно-лагунами образованиями (мергелями, доломитами, палыгорскитом), накапливается, по-видимому, СК смешанного типа и СК с преобладанием в структуре амикагинового начала — $СК_{ар-ам}$ и $СК_{ам}^{ар}$. В верхах циклотем нередко наблюдаются доломиты, гипсы, Mg-монтмориллониты, сепиолиты с прослоями лигнитов или горючих сланцев (Triat, Trauth, 1972) с СК типа $СК_{ар}^{ал}$ и $СК_{ал}^{ар}$. Наконец, в соленосных формациях различного типа развиты $СК_{ал}$ и $СК_{ал}^{ар}$.

Моря и мелководные зоны океанов — это царство планктона. Поэтому в морских осадках преобладает «сапропелевое» начало — $СК_{ал}^{ар}$, ОВ (СК) относится часто к типу $СК_{ал-ам}$. Смешанные формы СК — $СК_{ал}^{ар}$ или $СК_{ар}^{ал}$ наиболее вероятны в морских условиях для лагун, полузамкнутых заливов и участков шельфа, занятых анандельтами.

Минерализация ОВ (СК), прежде всего полярных соединений, начинается очень рано и уже в поверхностном слое осадков обнаруживаются прочно связанные с минеральной частью высокомолекулярные органические комплексы — «нерастворимое» ОВ, в последующем составляющее основную массу ископаемых СК. В наземных фациях (торфяники, русловые и дельтовые осадки, отложения заболоченных озер) преобразование СК ($СК_{ар}$, $СК_{ар}^{ал}$) тесно связано с глубокой перестройкой минеральной структуры осадка, в частности, обогащением двуслойным глинистым материалом — каолинитом — за счет трехслойных минералов, а также появлением разнообразных смешанослойных образований (Боголюбова, Копорулин, 1973).

Диagenез морских и озерных осадков обычно не сопровождается существенной перестройкой минерального, в том числе глинистого вещества.

Трансформация $СК_{ал}$ и $СК_{ам}$ при диagenезе, в том числе перегруппировка и уложение структуры сапропелевых кислот, протекает, по-видимому, несколько быстрее по сравнению с $СК_{ар}$ (с гуминовыми кислотами, в частности). Уже к концу диagenеза содержание щелочнорастворимых веществ становится низким, но они сохраняются до завершения протокатагенеза.

При катагенезе выдерживается принципиально единая схема превращения СК различных генетических типов, в соответствии с которой происходит карбонизация в целом, выделение из СК летучих компонентов с потерей гетероатомов, что приводит к обогащению СК менее полярными соединениями. Единонаправленность процесса для $СК_{ал}$ и $СК_{ар}$ выражается в дециклизации и ароматизации цикланов, метанизации метаново-нафтенных и ароматизации нафтенно-ароматических соединений. В результате этого на этапе мезокатагенеза усиливается «битуминизация» СК (до 20% и более для $СК_{ал}$ и до 6% для $СК_{ар}$), в составе СК повышается доля нейтральных компонентов, а в «нерастворимой» части — уменьшается отношение Н/С.

Различия в исходной структуре $СК_{ар}$ и $СК_{ал}$ обусловили совершенно иной состав продуктов их эволюции в мезокатагенезе. В структурном отношении $СК_{ар}$ ближе к последнему члену — графиту — в ряду форм СК, характерных для разных этапов литогенеза. Поэтому вполне закономерна

та быстрая эволюция, которую претерпевает в мезокатагенезе $СК_{ар}$ (вследствие изначально высокого содержания поликонденсированной ароматики). Эта эволюция сопровождается выделением большого количества газообразных продуктов, главным образом CH_4 и CO_2 . Процесс карбонизации $СК_{ат}$ более растянут по шкале катагенеза и идет с выделением разнообразнейшей гаммы соединений — углеводов, ценнейших «отходов» на пути карбонизации $СК$ (Вассоевич и др., 1971). $СК_{ат}$ сближается со $СК_{ар}$ на этапе катагенеза, соответствующего коксовым углям.

ЛИТЕРАТУРА

Боголюбова Л. И., Копорулин В. И. Взаимосвязь изменений органического и минерального вещества угленосных формаций при литогенезе.— В кн.: Угленосные формации и их генезис. М., «Наука», 1973.

Вассоевич И. Б., Корчагина Ю. И., Лопатин Н. В., Гладкова Е. Г., Дымова Н. Л., Аль-Шайбани Х., Чернышев В. В., Фадеева Н. П. Проявление главной фазы нефтеобразования в майкопских глинистых отложениях Западно-Кубанского прогиба.— «Нефтегазовая геология и геофизика», 1974, № 2.

Гершанович Д. Е., Горшкова Т. И., Кочолов А. И. Органическое вещество современных осадков подводных окраин материков.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. Вып. III. М., «Наука», 1974.

Караваяев Н. М. Новая классификация гумитов.— «Кокс и химия», 1966, № 12.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Успенский В. А. Введение в геохимию нефти. Л., «Недра», 1970.

Arpino P., Spycerelle C., Debyser J. Durand. Etudes des composées organiques extraits d'un sédiment récent profond de Méditerranée Occidentale — "Revue de l'Institut. Français du Pétrole", 1973, v. XXVIII, N 3.

Ishiwatari R. Organic polymers in recent sediments — chemical nature and fate in geological environment. A. theses for the degree of doctor of science. Metropolitan University, Tokyo, 1974.

Swain F. M. Non-marine organic geochemistry. Cambridge, University Press, 1970.

Triat J. M., Trauth N. Evolution des minéraux argileux dans les sédiments paléogènes du Bassin de Marmoron.— "Bul. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.", 1972, v. 95.

С. Г. Саркисян, М. В. Корж, Н. А. Крылов,
А. К. Мальцева

ЭВОЛЮЦИЯ ЮРСКИХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАСЕЙНОВ НА ТЕРРИТОРИИ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ СССР

Молодые платформы широко представлены на территории СССР. Западно-Сибирская низменность, равнинные пространства Средней Азии, Северное Предкавказье, Степной Крым — части самой крупной молодой платформы Земли. Осадочный чехол их, сложенный платформенными формациями, начинается с юрских отложений. Наиболее распространены терригенная песчано-глинистая угленосная формация и вапоро-карбонатная, терригенно-карбонатная, карбонатная и эвапоритовая верхнеюрского возраста, характеризующие единый крупный законченный цикл осадконакопления.

Сравнительный анализ литолого-фациальных особенностей юрских отложений Западно-Сибирской и Туранской плит указывает на существенное сходство эволюции юрских седиментационных бассейнов Западной Сибири и Средней Азии, а также палеогеографических обстановок, существовавших на этой громадной территории в юрский период. По-видимому, общие закономерности в смене палеогеографических обстановок свойственны молодым платформам вообще. Наибольшее сходство в особенностях распространения, составе осадков и фациальных обстановок отмечается для лейаса и первой половины доггера.

Нижне-среднеюрские отложения в пределах Западной Сибири, Средней Азии и Предкавказья представлены ритмично построенной сероцветной песчано-глинистой угленосной формацией, образовавшейся в условиях резко расчлененного рельефа при господстве континентального гумидного климата. Среди континентальных отложений выделяется широкий комплекс аллювиальных, озерных, озерно-болотных, дельтовых и других фаций. Формирование их происходило в разобщенных пресноводных и слабо солоноватоводных континентальных бассейнах, приуроченных к наиболее прогнутым частям впадин и прогибов, разделенных отдельными поднятиями различной величины и формы (Этапы развития..., 1973). Ритмичное строение выражается в чередовании в разрезе алевритово-песчаных и алевритово-глинистых толщ. Так, на территории Западной Сибири выделяются три макроритма (геттанг-синемюр-плинсбахский, тоар-ааленский и байос-батский). Для Амударьинской впадины в терригенной формации юры таких ритмов насчитывается четыре. В каждом из них выделяется до 10 ритмов подчиненного порядка. К границам ритмов в некоторых случаях приурочены внутриформационные размывы, свидетельствующие о частой смене процессов осадконакопления этапами размыва и денудации.

Одна из особенностей этой части юрского разреза для трех плит — региональная угленосность терригенных отложений паралического типа, устанавливаемая обогащением всех разностей пород углефицированным растительным детритом и отдельными тонкими прослоями каменного угля. Крупные положительные структурные элементы, испытавшие преимущественно восходящие движения, характеризуются либо полным отсутствием отложений этого возраста (Ставропольский и Карабогазский своды), либо значительным сокращением их мощности за счет выпадения нижних частей разреза (Нижне-Вартовский, Каракумский своды).

Морские отложения лейаса и раннего доггера известны только в периферийных частях молодых плит: на крайнем севере и северо-востоке Западной Сибири — в Усть-Енисейской впадине и на крайнем юге Туранской и Предкавказской плит — вдоль границы молодой платформы и альпийской геосинклинальной области (Крылов, 1971).

Характерные черты среднеюрского ландшафта — значительное расширение бассейнов седиментации, уменьшение площади областей размыва и выравнивание их рельефа. Формирование среднеюрских отложений происходило в основном в субаквальных условиях. В разрезе средней юры начинают преобладать мелкообломочные и глинистые разности пород. Наконец, в позднем доггере (в байосе и бате) довольно широко распространены лагунные, прибрежно-морские и морские фации.

Роль морских отложений в строении доггера неодинакова. Наиболее древние морские отложения установлены в южных районах Туранской и Предкавказской плит, куда море проникло из альпийской геосинклинальной области еще в аален-байосское время. Вторая трансгрессия на территории Восточного Предкавказья и запада Средней Азии произошла в позднебатское время и охватила значительную площадь. Верхнебатские отложения представлены в основном фациями открытого моря. При этом в юго-восточных районах платформенной части Средней Азии (южная часть Бухаро-Хивинской области и Мургабская впадина) морские отложения играют существенную, а иногда и преобладающую роль в строении среднеюрского разреза; в западных и северо-западных районах Туранской плиты морские фации занимают явно подчиненное место в разрезе и приурочены к верхнему бату. На территории Западной Сибири в байосе и бате намечается первая неширокая морская трансгрессия бо-реальных вод с севера, охватившая северные районы плиты, частично районы Среднего Приобья и Обь-Иртышского междуречья.

Таким образом, начиная с доггера наблюдаются некоторые различия в условиях осадконакопления, связанные главным образом с тем, что на

территории Средней Азии морские трансгрессии, распространявшиеся из альпийской геосинклинали, развивались значительно быстрее, чем в Западной Сибири.

Мальмские отложения в отличие от ниже-среднеюрских представлены исключительно морскими фациями. В Западной Сибири в верхнеюрских отложениях выделяются фации прибрежные, мелководного морского бассейна и открытого моря (Этапы развития..., 1973). Прибрежно-морские и мелководные отложения представлены гравелитами, разнородными песчаниками, известняками-ракушечниками, реже алевролитами и другими породами. Они прослеживаются широкой полосой вдоль древних береговых линий позднеюрского моря в западной (приуральской), южной и восточной окраинной частях плиты. В центральных районах выражены слабее, что обусловлено спецификой морской трансгрессии, распространявшейся на низменную аллювиальную равнину, в пределах которой происходило формирование угленосных отложений. Абразия пологих глинистых берегов не создала здесь классической трансгрессивной серии осадков и ярко выраженных базальных горизонтов.

Прибрежные и мелководные отложения окаймляются осадками эпиконтинентального морского бассейна, представленными в основном глинистыми отложениями, часто с глауконитом, включениями известковистых и фосфоритовых конкреций и содержащими лишь маломощные прослой мергелей и глинистых известняков. Характерная черта позднеюрского морского бассейна Западной Сибири — значительная опресненность вод в отдельные этапы его существования (келловейский, оксфордский века), в особенности в окраинных его частях.

Туранской и Предкавказской плитам свойственно широкое распространение прибрежных, мелководных, относительно глубоководных и лагунных фаций, представленных хомогенными, органогенно-обломочными, рифогенными известняками, доломитами, эвапоритовыми породами, реже глинами и мергелями. Карбонатные келловей-оксфордские и эвапоритовые кимеридж-титонские отложения выполняют наиболее глубокие окраинные впадины Туранской и Предкавказской плит.

Следовательно, максимальное различие в составе осадков юрского седиментационного бассейна отмечается в мальме. Причины различия определяются, во-первых, более резким проявлением общей климатической зональности и особенно различиями климата разобценных морских бассейнов Западной Сибири и Средней Азии, во-вторых, особенностями структурного развития этих двух крупнейших молодых плит. В пределах Скифской и Туранской плит в мальме господствовал жаркий аридный климат с накоплением карбонатных, сульфатно-галогенных и пестроцветных отложений. В Западной Сибири ощущалось значительное влияние холодного климата. Судя главным образом по палинологическим данным, в пределах Западно-Сибирской плиты для мальмской эпохи выделяются два пояса — Северо-Обский с умеренно теплым климатом и Иртышский с аридным, очень теплым климатом. Вместе с тем позднеюрская эпоха, особенно вторая половина оксфордского, кимериджского и первая половина титонского (ранневожжский) века, характеризуется наиболее теплым климатом.

Различия тектонического развития плит выражены асимметричностью их циклического развития в юрское время. Палеогеографические реконструкции и формационный анализ определенно указывают на наличие крупного юрского тектоно-седиментационного цикла. Начавшись приблизительно одновременно, этот цикл развивался в дальнейшем не синхронно. На Туранской и Скифской плитах трансгрессия, обусловленная тектоническими опусканиями, достигла максимума в оксфорде и сменилась в кимеридже регрессией, которая развивалась с различной скоростью в разных частях юга СССР. К концу юры субаквальная седиментация прекратилась здесь повсеместно. На Западно-Сибирской плите максимум

трансгрессии приходится на самый конец мальма, а регрессивная часть цикла обнаруживается в конце валанжинского века. Значит, эволюция юрских седиментационных бассейнов эпипалеозойских плит определялась развитием юрского тектоно-седиментационного цикла и последовательной, но неравномерной в пространстве аридизацией климата.

Среди полезных ископаемых, связанных с юрскими отложениями эпипалеозойских плит, главное место занимают нефть и газ (Условия формирования..., 1967). Юрские отложения рассматриваются как нефтепроизводящие (Геохимия юрских..., 1971). Многие исследователи считают их основным нефтегенерирующим комплексом молодых платформ. В распределении промышленных скоплений нефти и газа намечается определенная связь с фациальными комплексами. Например, в Западной Сибири скопления нефти и газа в нижне-, среднеюрских отложениях приурочены преимущественно к русловым и аллювиально-дельтовым, а в верхнеюрских — к прибрежно-морским фациям (Коллекторы..., 1971; Этапы развития..., 1973). В Средней Азии и Предкавказье промышленная нефтегазоносность нижне-, среднеюрских отложений приурочена к песчано-глинистому комплексу (с приблизительно равным чередованием преимущественно песчаных и глинистых пачек), имеющему отчасти озерное, русловое, а также отчасти аллювиально-дельтовое и прибрежно-морское происхождение. В верхнеюрских отложениях наблюдается связь залежей с прибрежно-морскими и с различными биогермными постройками в карбонатной формации келловей — оксфорда.

ЛИТЕРАТУРА

Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности. М., «Недра», 1971.

Крылов Н. А. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М., «Наука», 1971.

Коллекторы юрских продуктивных горизонтов Томской области. Новосибирск, 1971. (Труды СНИИГГиМСа, вып. 137).

Этапы развития юрского седиментационного бассейна Западной Сибири. М., изд. ИГиРГИ, 1973.

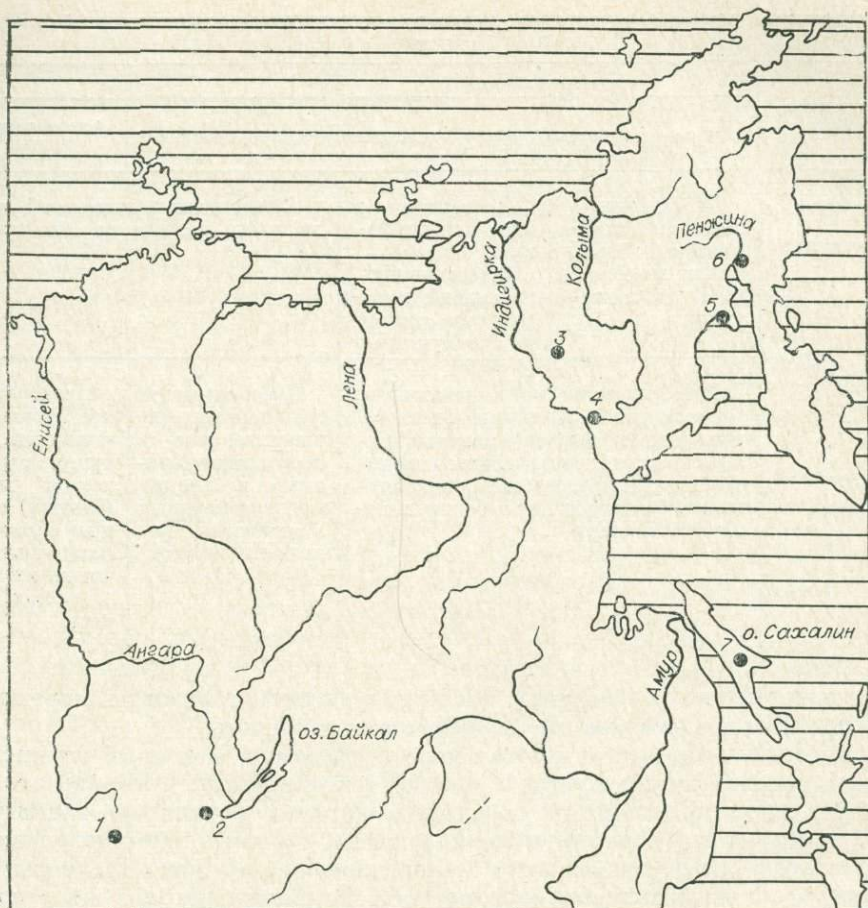
Условия формирования и закономерности размещения месторождений нефти и газа (на примере Западно-Сибирской и других эпигерцинских плит СССР). Л., «Недра», 1967.

В. И. Копорулин

О СПЕЦИФИКЕ ЛИТОГЕНЕЗА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ МОРСКОГО И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА

При изучении процессов литогенеза терригенных отложений в восточных районах СССР были установлены существенные различия в характере аутигенного минералообразования для осадков морского и континентального генезиса. Исследования охватили осадочные толщи Тувинского (J_2), Иркутского (J_{2-3}) и Зырянского ($Сг_1$) угленосных бассейнов, о. Сахалин (Ng , Pg и $Сг_2$), Авековского (Pg) и Аркагалинского ($Сг_2$) месторождений каменного угля, района Пенжинской губы ($Сг_2$) (см. рисунок).

Осадочные толщи Аркагалинского месторождения, Тувинского, Зырянского и Иркутского бассейнов сложены континентальными фациями: аллювиальными, озерными, болотными. Иногда существенную роль иг-



Местоположение изученных районов.

Бассейны: 1 — Тувинский (J_2); 2 — Иркутский (J_2); 3 — Зырянский (Cr_1). Угольные месторождения: 4 — Архагалепское (Cr_2); 5 — Авековское (Pg_1). Угольные районы: 6 — Пенжинская губа (Cr_2); 7 — о. Сахалин (Cr_2, Pg, Ng).

рают фации эпиконтинентального бассейна. Большая часть разреза неогена, палеогена и верхнего мела о. Сахалин и верхнего мела Пенжинской губы представлена морскими осадками (фации прибрежного мелководья или сравнительно глубоководной части моря). Здесь присутствуют горизонты континентальных угленосных осадков, по фациальному составу сходных с вышеназванными континентальными комплексами. В некоторых районах морские и континентальные осадки образуют неоднократно повторяющиеся пачки.

Мощность осадочных толщ и глубина их погружения в стратифере изменяется от первых сотен метров до 7—8 тыс. м.

Общая особенность изученных толщ — их полимиктовый состав: преобладание в песчано-гравийной фракции обломков пород, преимущественно кислых эффузивов, а в исходной глинистой фракции — высокое содержание ди- и триоктаэдрических гидрослюд, монтмориллонита, хлорита, смешанослойных глинистых минералов.

Различия катагенетических преобразований терригенных пород наиболее четко наблюдаются в характере минеральной перестройки исходного глинистого цемента. Широкий интервал изменения возраста осадков (от неогена до юры включительно) и глубины погружения в литосфере (от первых сотен до 5—7 тыс. м) позволяет оценить особенности этих преобразований на разных стадиях литогенеза. Наиболее рельефны эти различия в толщах морских и континентальных отложений большой

Стадии литогенеза	Континентальные		Морские	
	Песчано-гравийные	Алеврито-глинистые	Песчано-гравийные	Алеврито-глинистые
Диагенез	Деградация глинистых минералов с 2 : 4 слоями и преобразование их в каолинит	Деградация в контрастных фациях Существенных изменений минерального состава не обнаружено	Существенных изменений минерального состава не обнаружено	
Катагенез	Преобразование монтмориллонита, триоктаэдрической слюды (биотита), каолинита и деградированного иллита в иллит, через серию смешанослойных минералов монтмориллонит-иллит. Формирование небольших количеств хлорита		Преобразование монтмориллонита, триоктаэдрической слюды (биотита) в хлорит при подчиненных количествах иллита и цеолитов	Преобразование монтмориллонита, триоктаэдрической слюды (биотита) главным образом в иллит при подчиненных количествах хлорита
Метагенез				

мощности, менее — в разрезах, где чередующиеся горизонты морских и континентальных осадков имеют небольшую мощность.

В мощных осадочных толщах морского генезиса исходный глинистый цемент осадков преобразуется в хлорит (см. таблицу). Особенно это заметно в песчано-гравийных породах, в которых первичный глинистый цемент был представлен монтмориллонитом и (или) триоктаэдрической гидрослюдой. Новообразованный хлорит приобретает при этом четко выраженное крустификационное строение. Формирование его происходит через серию смешанослойных фаз типа чередования пакетов монтмориллонита и хлорита, нередко при этом образуются упорядоченные смешанослойные минералы (корренсит). Кроме хлорита, в небольших количествах возникают аутигенная гидрослюда, смешанослойная фаза (гидрослюда — монтмориллонит, монтмориллонит — гидрослюда), а в некоторых случаях — цеолит.

Образование хлорита за счет монтмориллонита осуществляется не сразу после накопления осадков (т. е. в диагенезе и раннем катагенезе), а при погружении в литосферу на глубины порядка 1,5—2,5 тыс. м.

В песчано-гравийных породах морского генезиса, где первичный глинистый цемент был представлен в основном хлоритовыми минералами, его перекристаллизации не происходит. Хлоритовый материал сохраняет свою беспорядочно-чешуйчатую структуру, приобретая темно-зеленую окраску. Лишь по периферии пор, на границе с обломками, иногда формируется крустификационная каемочка хлорита. Рентгеноструктурное изучение показывает, что из состава глинистой фракции исчезают все минералы с разбухающей кристаллической решеткой, а хлорит остается единственным глинистым минералом.

В мощных осадочных толщах континентального генезиса на начальных этапах катагенеза при их захоронении в стратифере до глубины в несколько сот метров первичный глинистый цемент и обломочные минералы разлагаются и замещаются новообразованным каолинитом. Переход монтмориллонита в каолинит всегда очень резкий, а гидрослюд и хлорита — постепенный, через ряд промежуточных фаз. В случае триоктаэдрических гидрослюд промежуточной фазой часто оказывается монтмориллонит, образующий длительно существующий цемент песчаников.

На более поздних этапах катагенеза, соответствующих погружению осадков на большие глубины, в породах осадочных толщ континентального генезиса образуется аутигенная диоктаэдрическая гидрослюда с незначительным количеством хлорита. Исходными минералами для их создания служат каолинит и монтмориллонит, обломочные или аутигенные по происхождению. Начальная стадия преобразования каолинита — переход его в монтмориллонит. Трансформация монтмориллонита в гидрослуду осуществляется постепенно через серию смешанослойных фаз типа чередования пакетов монтмориллонита и гидрослуды, с прогрессирующим увеличением роли последних.

В морских отложениях небольшой мощности, выведенных вскоре после отложения на поверхность суши, преобразования первичного глинистого цемента в хлорит не происходит. В них, наоборот, формируется аутигенный каолинит, который при последующем погружении в толщу стратисферы преобразуется в монтмориллонит, а затем в гидрослуду.

В континентальных отложениях небольшой мощности, погруженных в результате трансгрессии под уровень моря, аутигенный каолинит на ранних стадиях катагенеза проявляется сравнительно слабо, часто в небольших количествах образуются аутигенные цеолиты (гейландит, клиноптилолит). На более поздних стадиях катагенеза в них, кроме гидрослуды, в заметных количествах возникает хлорит, а цеолиты ранней стадии катагенеза переходят в ломонтит.

Интенсивность проявления всех названных процессов минеральной перестройки сильно варьирует в зависимости от гранулометрического состава пород, последовательно снижаясь от гравелитов и крупнозернистых песчаников к мелкозернистым песчаникам и алевролитам. Экспериментальные данные и геологические наблюдения позволяют с большой достоверностью интерпретировать физико-химические условия развития описанных процессов. Превращение гидрослуд в монтмориллонит, а затем монтмориллонита в каолинит, представляет собой процессы деградации глинистых минералов, описанные детально в литературе (Зверев, 1972; Львович, 1964). Эти процессы развиваются при низких температурах и давлениях под воздействием слабо минерализованных растворов, выщелачивающих из глинистых минералов ряд компонентов.

Формирование хлорита и диоктаэдрических гидрослуд за счет каолинита и монтмориллонита — это обратный процесс. Для их образования необходимо присутствие в окружающей водной среде соответственно ионов Mg и K^+ . Если исходный материал — монтмориллонит и в растворе присутствуют оба иона, то соотношение между новообразованными хлоритом и гидрослудой определяется количественными соотношениями ионов (Нау, 1966). Благоприятствуют развитию процессов повышение температуры и давления (Посохов, 1969). Образование аутигенных цеолитов за счет глинистых (и неглинистых) минералов происходит в высокощелочной водной среде, богатой ионами Na . Особенно благоприятны для образования цеолитов содовые растворы (Смирнов, 1974). При низких температурах и давлениях активнее образуются филлипсит, гейландит, клиноптилолит, а при высоких — ломонтит.

Эти наблюдения однозначно указывают, что выявленные различия в характере аутигенного минералообразования пород определялись специфической термодинамических и гидрогеохимических условий, существовавших в осадочных толщах в ходе литогенеза. Обширный геологический материал устанавливает резкое различие в гидродинамических и гидрохимических условиях осадочных толщ морского и континентального генезиса. Морские осадки накапливались в водной среде, характеризовавшейся минерализацией (до 45 г/л), повышенными значениями рН (до 8,2), высокими содержаниями таких компонентов, как Na — 10,7 г/л, Mg — 1,3, K — 0,38, Cl — 19,3, иона SO_4^{2-} — 2,79 г/л (Франк-Каменецкий, Котов, 1975).

Наиболее вероятно, что основные особенности химического состава морской воды, а затем и поровых растворов определяли преобразование первичного глинистого цемента морских осадков в хлорит и гидрослюду (иногда также и в цеолит). Резкое преобладание среди новообразованных минералов хлорита над гидрослюдой связано с резким преобладанием Mg^{2+} над K^+ (в морской воде отношение количества ионов Mg^{2+} и K^+ , равно 5:1), что подтверждается снижением содержания ионов Mg и K^+ , наблюдаемым в донных осадках современных океанов и морей. Оно связывается с поглощением Mg и K^+ твердой фазой осадков. Интенсивность процесса возрастает с увеличением мощности покрова вышележащих отложений. По данным С. И. Смирнова, эти процессы протекают на фоне поступления в поровые растворы новых количеств Mg и K^+ из наддонной воды в результате диффузий.

Поскольку мощность отложений, пройденных скважинами, достигает нескольких сот метров, а их возраст изменяется от современной эпохи до мела включительно, можно утверждать, что наблюдаемые процессы начинаются в диагенезе и продолжаются на начальных стадиях катагенеза. Поглощение Mg и K на данном этапе еще не сопровождается заметной перестройкой минерального состава осадков, однако оно необходимо как подготовительный этап для образования аутигенных хлорита и гидрослюды в последующем.

Накопление осадков континентальных фаций в условиях гумидного климата происходило в пресноводной среде (минерализация в доли грамма на литр), при низких значениях рН (Посохов, 1969; и др). В ней преобладали ионы Ca^{2+} и HCO_3^- , в заметном количестве присутствовали продукты разложения органического вещества. Такой же состав у поровых вод, захороненных вместе с подземными водами под покровом более молодых осадочных образований.

На начальных стадиях литогенеза континентальные отложения длительное время находились под воздействием циркулировавших в них подземных вод, основным источником питания которых были атмосферные осадки. По данным гидрологов около одной трети общей массы стока рек приходится на подземное питание (Куделин и др., 1971). Значительная часть атмосферных осадков, выпадающих на континентах, инфильтрируясь через верхнюю часть литосферы, попадает в моря и океаны (Косовская, 1966). Таким образом, общее количество воды, проходящей через осадочные образования континентов, весьма значительно.

Подземные воды, проходя через толщу осадков и пород, растворяли их минеральные компоненты, в связи с чем значительно возрастала минерализация. Наибольшая интенсивность растворения свойственна верхней части осадочного чехла, где скорости миграции подземных вод и их общие объемы максимальные, а степень минерализации минимальная (зона активного водообмена). С погружением в более глубокие слои литосферы при снижении скорости миграции вод и возрастании их минерализации процессы выщелачивания пород становились менее интенсивными или даже прекращались полностью (зоны затрудненного водообмена и застойных вод).

По-видимому, именно в связи с этой зональностью подземных вод и находится наблюдаемая смена в характере преобразования глинистого материала терригенных пород в осадочных толщах континентального генезиса: развитие процессов деградации на начальных этапах литогенеза и процессов агградации на более поздних. Без сомнения, важную роль в смене деградации агградацией играли неуклонно возраставшие с глубиной температуры и давления.

В полимиктовых терригенных породах, включая граувакки, широко распространены обломки минералов и пород, характеризующиеся преобладанием в своем составе K_2O над MgO . Полевые шпаты (микроклин, ортоклиз, в меньшей степени плагиоклазы) содержат в заметном количестве

K_2O и практически не содержат MgO . В кислых эффузивах K_2O значительно преобладает над MgO , а в средних эффузивах оба компонента находятся примерно в равных соотношениях (Заварицкий, 1961).

Поскольку выщелачивание пород континентальных толщ было основным источником возрастания минерализации насыщающих их подземных вод, в составе последних ионы K^+ неизбежно преобладали над Mg^{2+} . Вследствие этого в породах формировалась преимущественно гидрослюда, при подчиненном развитии хлорита или его полном отсутствии. Процесс развивался за счет, с одной стороны, монтмориллонита, а с другой — каолинита.

Изложенное показывает, что главная причина резкого различия в характере катагенетических преобразований терригенных пород мощных толщ морского и континентального генезиса — особенность химического состава поровых растворов, насыщавших эти толщи. Они возникали еще в диагенезе, отражая первичную химическую среду накопления осадков, и устойчиво сохранялись вплоть до сравнительно поздних этапов катагенеза.

Особенности аутигенного минералообразования, которые встречались в маломощных комплексах осадков морского генезиса, вскоре после отложения выведенных на поверхность, или осадках континентального генезиса, погружавшихся под уровень моря, подтверждают правомерность сделанных выводов. Типичные для этих толщ особенности аутигенного минералообразования связаны со специфическими чертами химического состава поровых растворов, образованных в постседиментационную стадию развития осадков. Действительно, морские отложения, оказавшиеся после своего накопления на суше, подвергаются воздействию поверхностных пресных вод, замещающих морские седиментационные воды. Гидрохимические условия, необходимые для формирования хлорита, здесь исчезали, вместо них создавались предпосылки для образования каолинита. Континентальные отложения, перекрытые морем, в результате инфильтрации или диффузии обогащались компонентами морской воды. В них возникали благоприятные условия для образования поровых вод содового типа (Милло, 1968), появление которых приводило к формированию в цементе пород новообразованных цеолитов. За счет магния морской воды образовалось некоторое количество хлорита.

Изложенные данные раскрывают важные моменты влияния первичных условий накопления осадков на их постседиментационные преобразования. Исключительную роль играют гидрохимические и гидродинамические особенности подземных вод в осадочных толщах, находящиеся в тесной связи с первичными условиями накопления осадков. Все это подчеркивает особую важность изучения первичных условий осадконакопления и истории для правильного понимания процессов литогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Заварицкий А. И. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Зверев В. П. К вопросу о химической мобилизации вещества на водосборных площадях. — «Литология и полезные ископаемые», 1972, № 6.
- Косовская А. Г. Типизация и генетическое значение смешанослойных глинистых минералов. — В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Куделин Б. И., Зекцер Н. С., Местхели А. В., Брисиловский С. А. Проблема подземного стока в моря. — «Сов. геология», 1971, № 1.
- Львович М. И. Климат и воды. М.—Л., Изд-во АН СССР и ГУГК ГГК СССР, 1964.
- Милло Ж. Геология глин. Л., «Недра», 1968.
- Посохов Е. В. Происхождение содовых вод в природе. Л., Гидрометеоиздат, 1969.
- Смирнов С. И. Введение в изучение геохимической истории подземных вод седиментационных бассейнов. М., «Недра», 1974.

Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В. Новое в области моделирования структурных преобразований глинистых минералов.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.

Hay R. L. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks.—“Geol. Soc., Amer. Bull. Sp. pap”, 1966, N 85.

Св. А. Сидоренко

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В ДОКЕМБРИИ: УСПЕХИ И ПРОБЛЕМЫ В ПОЗНАНИИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Нахождение углеродсодержащих образований в докембрии давно привлекало внимание исследователей (Д. П. Сердюченко, Н. П. Семенов, Н. Г. Бунтин, П. А. Борисов, И. В. Гинзбург, А. И. Горшков, В. А. Соколов, П. Эскола, Я. Седерхольм, К. Ранкама, С. Гавелин, С. Ландергрей, Ф. Викман, Э. Баргхори, П. Клауд, Б. и Л. Нэги, Д. Прашновски, М. Шидловски и др.). Накопленные данные не складывались в цельную картину и к сколько-нибудь серьезным выводам не приводили.

А. В. Сидоренко (1963), впервые представив доказательства преимущественно седиментогенной природы докембрийских отложений и показав сходство первично-осадочных пород докембрия с отложениями фанерозоя, сформулировал новое научное направление в изучении докембрия, связанное с качественно иным пониманием ранних этапов геологического развития земной коры. Это привело его к обоснованию принципа единого сходного, но эволюционно усложняющегося геологического развития Земли (Сидоренко, 1969). Все это по-новому осветило факты обильных углеродистых выделений в метаморфических первично-осадочных породах докембрия.

В результате проведенных исследований (Св. А. Сидоренко, А. В. Сидоренко, 1975) можно сделать следующие основные выводы.

1. «Жизненная активность», «биохимическая активность» в докембрии была, по всей вероятности, достаточно высокой и играла не меньшую роль в трансформации вещества наружной оболочки Земли, чем в фанерозое, тем более, что воздействие на минеральное вещество низкоорганизованных живых веществ во много раз превышает воздействие на него высокоорганизованной живой материи.

2. «Рубеж жизни», оцененный с самых разных позиций (включая и изотопные данные по сере), приблизился к 3,5 млрд. лет и отвечает возрасту древнейших осадочных комплексов Земли.

3. Учитывая высокую оборачиваемость воды и основных газов в атмосфере через живое вещество, очевидно, что четверная система (земное вещество, выходящее на дневную поверхность, гидросфера, атмосфера, живое и органическое вещество) создалась и функционировала как взаимосвязанная система уже по меньшей мере с 3,5 млрд. лет и имела по массам и составам примерно одинаковый характер на всем протяжении обозримой сегодня геологической истории нашей планеты.

4. Литогенез и эволюция живого вещества влияли друг на друга и совместно обеспечивали эволюцию процессов и продуктов геологической жизни земной коры.

Однако для большинства исследователей ясно, что на каком-то определенном этапе химической эволюции земного (и, возможно, не только земного) вещества «живая система» возникла абиогенным путем из «неживой». Путь полимерного синтеза «живого вещества» благодаря работам А. И. Опарина, Дж. Бернала, А. Холдейна, М. Кальвина и др. уже

достаточно ясен, так же ясно и то, что жизнь возникла в эндогенных условиях и ее тоже можно считать продуктом экзогенеза, особой «геохимической реакцией», рожденной на стыке газовой, жидкой и твердой сред при участии солнечной и электрической энергий и, возможно, при особой роли магнитного поля Земли.

Однако сугубо материально, а точнее геологически, путь этот не прослежен. Интерес к древнейшим осадочным образованиям Земли у биологов и биохимиков проявился давно, а изучение их различными методами этих наук ведется и сейчас А. И. Опариным, Б. и Л. Нэги, Э. Баргхорном, Дж. Шопфом, Я. Оро, П. Клаудом и др. Вновь вернулся к этой проблеме М. Руттен (1973).

Перед нами встает задача поиска среди древнейших первично-осадочных пород Земли геологических следов перехода абиогенных органических веществ в биогенные, т. е. задача поиска геологических свидетельств возникновения жизни и ранних этапов ее химической и геологической эволюции.

Эта проблема и в геологической ее формулировке представляется сегодня одной из актуальнейших, поскольку дальнейший прогресс биологов и биохимиков в области возникновения и развития жизни на Земле без конкретных материальных геолого-биохимических маркеров этой эволюции будет менее эффективным.

Кроме того, исследование такого, с нашей точки зрения, в полной мере геологического «объекта», каким является и жизнь, возможно (и необходимо) и геологам; ведь сегодня очевидно, как это показывает А. И. Опарин, что познать сущность жизни невозможно в отрыве от внешних условий ее возникновения, т. е. от геологической среды. Именно эта тесная связь живого вещества и косной материи в их совместном развитии в поверхностных частях нашей планеты позволила А. В. Сидоренко сформулировать новое научное направление — «биогеологию» (А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1971).

В настоящее время большинство исследователей делает вывод о том, что свободный кислород атмосферы нашей Земли биогенен, что первые «живые системы» возникли в бескислородной, восстановительной среде. Геологические и геохимические варианты «докислородной» атмосферы Земли, рассмотренные В. Руби, Г. Юри, А. П. Виноградовым, Н. М. Страховым, показали одновременно не только ее химическую специфику, но и спектр продуктов выветривания и седиментогенеза, который мог при этом сформироваться. Подчеркнем, что это должны были быть весьма специфические, экзотические для нас горные породы. Встречаются ли они хотя бы в глубоком докембрии? Учитывая хорошую изученность даже наиболее древних пород, можно уверенно сказать, что подобных пород мы пока не знаем.

Таким образом, в обнажающемся докембрии нельзя видеть «первых геологических слоев» земной коры; они, безусловно, лежат намного глубже. И тем не менее проблема «биогенности» — «абиогенности» архейского органического вещества теоретически (во всяком случае пока) может рассматриваться, поскольку, как это отмечает, например, М. Руттен, определенное время абиогенное и биогенное вещество, преджизнь и жизнь могли сосуществовать рядом, пока кислородный и озонный экраны не прервали мощного поступления ультрафиолетового излучения нашего Солнца — одного из важнейших факторов синтеза органических преджизненных систем. По многим минералогическим и геохимическим критериям как будто улавливается заметная бедность свободным кислородом архейской атмосферы, однако проблема генетической индикации органических веществ глубокого докембрия чрезвычайно трудна по следующим причинам: подвергается, как известно, сомнению «инструмент оптической активности»; появились определенные сложности в применении изотопного углеродного метода распознавания продуктов биогенеза.

Кроме того, новейшие данные по органическим соединениям, обнаруживаемым в метеоритах, также вносят много осложнений в применение как будто уже отработанных критериев «биогенности».

По данным Б. и Л. Нэги (B., L. Nagy, 1969), в углистых метеоритах обнаруживаются насыщенные углеводороды: п. алканы, алканы с разветвленной цепью, изопреноиды, циклоалканы; ароматические углеводороды: алкилбензолы, нафталины, аценафтены, аценафтилены, фенантроны, антрацены, пирены; олефиновые углеводороды, карбоновые кислоты, включая жирные кислоты, и азотистые соединения с порфиринами.

Эти соединения, большая часть которых обнаруживается и в земных осадочных, в том числе и в древнейших породах, создают определенную «биогенную картину» углистого комплекса метеоритов, однако к настоящему времени практически все они уже синтезированы в модельных экспериментах в «первичной восстановительной атмосфере». Анализируя эти данные, М. Руттен все же допускает, что в образовании таких соединений могла принимать участие какая-то преджизненная форма организации органических структур. Ясно, что там, где действительно смыкаются преджизнь и жизнь, требуются какие-то новые еще более тонкие методы и приемы, более совершенные критерии генетической их индивидуализации.

В настоящее время в метаморфизованных первично-осадочных углеводородсодержащих породах докембрия установлен довольно широкий ряд так называемых «структурно-организованных» или просто «организованных элементов». Очень важно их совпадение во времени и пространстве с накоплением самого свободного углеродистого вещества, что как будто относит их к сохранившимся следам былых одноклеточных и других примитивных организмов. Но эта проблема исключительно сложна и сейчас, по существу, открыта.

Естественно, что при возможном сосуществовании «преджизни» и «жизни» (по М. Руттену) эти наблюдения как будто логичны и тем не менее пока нет твердых критериев для биогенной диагностики этих «элементов». Здесь должен быть применен комплексный подход с неизменным биохимическим и изотопным контролем. И все-таки решающими должны быть геологические наблюдения над их приуроченностью, ассоциациями и изменениями в морфологии по разрезам и, что не менее важно, в связи с различными фаціальными обстановками накопления заключающих их осадков.

Здесь, мы считаем, нужно особо подчеркнуть, что и поиски, и индикация «организованных элементов», и выявление биохимических маркеров ведется не на твердой геологической основе и не совместно с геологическим и литолого-фаціальным изучением содержащих их осадков. А этот путь, если не бесперспективный, то, очевидно, менее эффективный и более длительный.

Отражая сегодняшнее состояние наших знаний по проблеме «биогенности» — «абиогенности» органического вещества докембрия, мы можем суммировать, что, во-первых, огромное число наблюдений и фактов заставляет нас уверенно считать биогенными углеродистые проявления в метаморфических первично-осадочных породах докембрия. Во-вторых, приходится принимать как факт, что большая часть типично биогенных соединений синтезируется в экспериментальных установках, кроме того, почти все они устанавливаются и в углистом веществе углистых метеоритов. Последнее заставляет изыскивать новые аналитические и другие приемы генетической диагностики органических веществ древнейших осадочных пород и метеоритов, пересматривая некоторые старые, казалось бы незыблемые, критерии «биогенности», как, например, оптическая активность и изотопия углерода. В-третьих, очевидно, пока только логически, что на каком-то определенном этапе возникновения живого вещества из неживого обе «системы» («преджизнь» и «жизнь») вполне

могут сосуществовать, и мы должны научиться индцировать то и другое. И хотя характер наидревнейших седиментогенных пород не позволяет делать такого допущения, тем не менее иметь в виду такую возможность следует.

Перед нами стоит исключительно сложная, трудная, но чрезвычайно интересная проблема геологического прочтения возникновения живого на Земле. Она должна решаться комплексно, целенаправленными усилиями геологов, биологов, биохимиков и аналитиков, но во всех случаях она должна и может быть решена только на исключительно твердой геологической основе.

В заключение сформулируем основные программные вопросы и важнейшие направления дальнейшего изучения органического вещества в докембрии:

1) стратификация и геохронология главнейших глобальных углеродсодержащих проявлений в метаморфических первично-осадочных комплексах докембрия;

2) количественная картина распространенности и изменения во времени содержания в парапородах биогенного углерода, а также различных твердых, жидких и газообразных углеводородов и других органических веществ (аминокислоты, углеводы, сахара и т. д.);

3) метаморфизм древнейшего органического вещества и возникновение при этом различных углеводородов; экспериментальное моделирование данных процессов;

4) формационно-фациальный и палеогеографический анализ углеродсодержащих пород (комплексов) с целью реконструкции условий накопления этих пород;

5) углеродсодержащие формации в докембрии и их металлогения;

6) генетические аспекты минералогии и полиморфизма «графитоидов» в докембрийских метаморфических первично-осадочных породах;

7) геохимия и изотопия древнейшего органического вещества и основные тенденции их эволюции за докембрийское время;

8) физико-химическое и биохимическое изучение углеродистого вещества докембрийских толщ на молекулярном уровне.

Подытоживая предложенную программу исследований по обсуждаемой проблеме и основные направления ее решения, особо выделим то, что прогресс знаний в этой области самым непосредственным образом отразится и на развитии одной из крупнейших проблем миропонимания вообще — проблемы происхождения жизни на Земле.

ЛИТЕРАТУРА

- Руттен М.* Происхождение жизни (естественным путем). М., «Мир», 1973.
- Сидоренко А. В.* Проблемы осадочной геологии докембрия.— «Сов. геология», 1963, № 1.
- Сидоренко А. В.* О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 1.
- Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А.* Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы.— «Сов. геология», 1971, № 5.
- Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В.* Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М., «Наука», 1975.
- Nagy B., Nagy L.* Early Pre-Cambrian Onverwacht microstructures: Possibly the oldest fossils on earth?— «Nature», 1969, v. 223.

МЕТАМОРФИЗМ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ И ЕГО МЕСТО В ПОНИМАНИИ ДРЕВНЕГО ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Докембрийские комплексы щитов и складчатых областей представлены метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными породами. Как и в строении фанерозойских комплексов, в докембрийских толщах магматические породы имеют подчиненное значение. В настоящее время среди докембрийских осадочно-метаморфических образований известны все типы осадочных пород, накапливающиеся в последующие эпохи. Это и обломочные породы (разные по составу, структуре, текстуре и генезису конгломераты, гравелиты, песчаники), и глинистые, и карбонатные, и смешанные карбонатно-глинистые, и глинисто-карбонатные породы (Лунева, 1963; Сидоренко и др., 1971). Среди различных хомогенных осадочных накоплений докембрия наблюдаются соленосные, железорудные и марганцерудные толщи (Сердюченко, 1967, 1972). Широко развиты породы, обогащенные углеродистым органическим веществом, а также остатками организмов и другими продуктами их жизнедеятельности. Другими словами, в докембрийское, в том числе и в архейское, время накапливались достаточно зрелые высокодифференцированные осадки, прошедшие в процессах осадконакопления стадии не только физического, но и глубокого химического выветривания с участием живого вещества (Корякин, 1967; Сидоренко, 1975; Головенко, 1975).

Из того, что в докембрии накапливались основные типы осадочных пород, известные в фанерозое, следует очень интересный вывод о том, что палеотектонические и палеогеографические условия осадконакопления в докембрии и фанерозое принципиально были сходными, имели гораздо больше общности, чем различий. В связи с этим предположение о принципиальном отличии архейского осадконакопления от фанерозойского и тем более от протерозойского несостоятельно (Сидоренко, 1969).

Осадочная порода, как известно, несет огромную генетическую информацию, которая раскрывается с помощью геологических, литологических и других методов, в том числе фациального и формационного анализа. Осадочно-метаморфическая порода содержит еще и информацию о последующих метаморфических преобразованиях, познать которые можно при применении методов петрографии и петрологии в совокупности с перечисленными выше. Таким образом, только комплексное использование всех этих методов позволяет подойти к решению вопросов истории древнейшего осадконакопления и геологической истории земной коры в целом.

Основа всякого геологического исследования — горные породы, их залегание, форма тел, особенности вещественного состава, закономерности изменения по площади и по разрезу. При изучении метаморфических пород мы стремимся выяснить типы осадочных и вулканогенно-осадочных пород, преобразованных процессами метаморфизма. Возникает необходимость «снятия» метаморфизма и восстановления осадочных и вулканогенно-осадочных аналогов нынешних метаморфических пород. Для решения данной (одной из главных) задачи необходимо скрупулезное изучение метаморфизма. И только после установления типов первично-осадочных пород возможны суждения об их специфических особенностях, чертах сходства и отличия от фанерозойских эквивалентов, что позволяет судить о сходстве и различии геологических процессов и условий осадконакопления в докембрии и фанерозое.

Необходимо рассмотреть на новом уровне типы метаморфических процессов преобразования вещества, дальнейшую разработку классификации метаморфических фаций и метаморфических пород не только в зависимости от термодинамических условий преобразования осадочных эквивалентов, но и от их исходного разнообразного минерального (а не только химического) состава, характера седиментогенных микропримесей и особенностей текстуры.

Резкие различия в характере и особенностях эндогенных и экзогенных процессов, формирующих магматические и осадочные серии пород, четко отражаются в их строении, обуславливая однородность в составе и структурно-текстурных особенностях магматических комплексов и резкую разнородность в строении и составе осадочных толщ, проявляющуюся как в разрезе (стратификация, слоистость), так и по площади их распространения (фациальная изменчивость). Экзогенные процессы создают породу, состоящую из минералов и их ассоциаций, устойчивых лишь в поверхностных условиях, обуславливают своей изменчивостью быструю смену минерального состава осадочной породы во времени, что создает разных масштабов слоистость породы и толщи. Возникающая текстурная неоднородность — важнейший генетический признак осадочных пород, сохраняющийся вплоть до ультраметаморфизма.

Совершенно естественно, что при метаморфизме магматические и осадочные породы будут вести себя неодинаково. Устойчивые высокотемпературные минеральные ассоциации однородной магматической породы и низкотемпературные насыщенные микропримесями и летучими фазами ассоциации любой, почти всегда неоднородной, осадочной породы в одинаковых условиях метаморфизма будут реформироваться по-разному. При метаморфическом преобразовании неустойчивость слагающих осадочных породы минералов и текстурная неоднородность вещества играют одну из ведущих ролей. Многообразие возникающих метаморфических минеральных ассоциаций и пород обусловлено разнообразием исходного вещественного состава осадочных толщ и пород.

Для дальнейшей работы литологам необходимы схемы метаморфических фаций для разных типов метаморфизованных осадочных пород. Разработка таких схем — дополнительный критерий в решении вопроса о типах исходных пород. Необходима, кроме того, разработка классификации типов метаморфических пород, которой в сущности пока нет.

Осадочные накопления докембрия после своего образования претерпели кроме литификации еще и термодинамические преобразования, обусловленные длительностью истории их существования в недрах земной коры под осадочным чехлом фанерозоя. Между процессами литификации и начальными эпигенетическими преобразованиями осадочных пород и их последующим метаморфизмом наблюдается преемственная связь, выражающаяся некоторыми преобразованиями минерального вещества осадочной породы в зависимости от ее исходного минерального и химического состава, структурно-текстурных особенностей и длительности воздействия высоких температур и в меньшей мере давления.

Весь процесс постседиментационного преобразования осадочного вещества можно разложить на несколько этапов, переходы между которыми совершаются путем постепенных качественных преобразований состава, т. е. сменой минерального состава породы. Это длинный путь от диагенеза осадка до ультраметаморфизма. Если попытаться последовательно выделить этапы, то это будет выглядеть следующим образом: диагенез → эпигенез → глубинный эпигенез (метагенез) → начальный метаморфизм (или метаморфизм нагрузки) → региональный метаморфизм низких ступеней (зеленосланцевая фация) → региональный метаморфизм высоких ступеней (амфиболитовая, гранулитовая, эклогитовая фации) → ультраметаморфизм.

На изохимическое преобразование вещества накладываются различные локальные процессы: в зонах разломов — дислокационно-гидротермальный метаморфизм, около интрузий — контактовый метаморфизм, прогрессивный или регрессивный (диафторез), обычно с привносом и выносом вещества (метасоматоз и гранитизация).

Региональный метаморфизм, охватывающий большие площади и толщи пород и включающий в себя метаморфизм нагрузки, — всегда процесс прогрессивный, независимо от количества фаз (этапов), в целом изохимический, без привноса вещества, с выносом (выжиманием) на начальных этапах воды, углекислоты и некоторых других легколетучих из метаморфизирующихся осадочных пород. Региональный изохимический метаморфизм не может быть регрессивным, поскольку средне- и высокотемпературные минеральные ассоциации устойчивы в условиях более низких T и P без привноса воды. Например, конгломераты рижгубской свиты нижнего протерозоя, в которых обломки нижележащих пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации, сохранили свои минеральные парагенезисы во время метаморфизма конгломератов, происходившего в условиях фации зеленых сланцев. Факторы регионального метаморфизма — давление, в меньшей степени — температура. Возникающие минеральные ассоциации и состав минеральных видов обуславливаются исходным веществом составом метаморфизирующихся осадочных пород.

Ультраметаморфизм, с которым связано частичное (мигматиты) или полное давление пород и возникновение гомогенных полнокристаллических пластовых или секущих интрузивных тел, — в определенной мере процесс изохимический (без привноса вещества извне и, по-видимому, без выноса), распространяющийся в толщах пород близкого состава. Факторы ультраметаморфизма — давление и температура. Возникающие породы по составу полностью отвечают исходным, минеральные ассоциации соответствуют таковым магматических пород. Ультраметаморфические процессы в земной коре объединяют экзогенные и эндогенные образования и великолепно объясняют происхождение и разнообразие состава магматических пород и проливают свет на связь эндогенных процессов в фанерозое с метаморфическими преобразованиями кристаллического фундамента.

Локальные типы метаморфизма ограничены в своем площадном распространении зонами разломов и приконтактовыми зонами интрузий, где наиболее ярко проявляются привнос и вынос вещества, в частности воды. Здесь выделяются контактовый и дислокационно-гидротермальный типы метаморфизма. Оба они могут быть прогрессивными и регрессивными (диафторез) с привносом или выносом вещества (метасоматоз), реже изохимическими. Факторы локального метаморфизма — давление и температура, возможны привнос и вынос вещества. Возникающие минеральные ассоциации определяются исходным веществом составом метаморфизирующихся пород, составом и количеством привнесенного или вынесенного вещества.

Последние фактические данные показывают, что никакие метасоматические преобразования вещества не могут обусловить возникновение в значительных масштабах гранитной породы из основной или наоборот, прежде всего, в связи с площадной ограниченностью метасоматических процессов.

Диафторез, так же как и метасоматоз, — явление локальное, сопровождающее (и то не всегда) контактовый или дислокационно-гидротермальный метаморфизм. Л. Н. Белькова (1971) считала, что главный агент диафтореза — вода. Мы поддерживаем ее мнение. Без воды не может осуществляться замещение высокотемпературных минералов более низкотемпературными. Различающиеся по составу слои и слойки обуславливают возникновение разных ассоциаций метаморфических мине-

ралов. Особенно ярко это проявляется при метаморфизме железисто-карбонатно-глинистых слоистых пород, когда и возникают ассоциации минералов, характерные, по нашим прежним понятиям, для разных фаций метаморфизма или разных субфаций.

В процессах изохимического регионального метаморфизма неоднородных осадочных пород метаморфическая дифференциация вещества крайне ограничена и не уничтожает, несмотря на перекристаллизацию, первичного слоистого и тонкослоистого строения пород и толщ даже при самой высокой степени метаморфизма. Процессы метаморфической дифференциации и перекристаллизации не выходят за пределы самых тонких слоев и слоев исходной осадочной породы.

Если исходить из природного фактического материала, можно получить достоверные критерии распознавания типов исходных осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Тем самым открываются пути фациального и формационного анализа метаморфических толщ докембрия, восстановления палеогеографических обстановок далекого прошлого и воссоздания геологической истории регионов в ранние этапы развития земной коры.

Палеогеография докембрия развивается не только как синтез литологии и учения о фациях, но и базируется на представлениях о метаморфизме и петрографии метаморфических пород. Отсюда вытекает важность развития учения о метаморфизме для познания истории земной коры в древнейшем докембрии.

Изучение процессов метаморфического преобразования вещества докембрийских осадочных пород — одна из предпосылок выявления их исходного состава и расшифровки среди метаморфических пород эквивалентов фанерозойских осадочных пород и комплексов. Прямая зависимость степени и характера метаморфического преобразования вещества докембрийских осадков от их исходного состава открывает пути для дальнейшей детализации схемы метаморфических фаций и для расшифровки обстановок древнейшего осадконакопления и установления истории геологического развития земной коры в докембрии.

В геологической истории земной коры через процессы метаморфизма и ультраметаморфизма устанавливается связь экзогенных и эндогенных процессов, выраженная в общем виде следующей схемой процессов круговорота вещества: осадкообразование → преобразование осадочных пород → плавление → магматизм → выветривание → осадкообразование.

ЛИТЕРАТУРА

Белькова Л. Н. Докембрий Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис. Изд-во Ленингр. ун-та, 1971.

Головенко В. К. Докембрийские коры химического выветривания, их особенности и методика литолого-геохимического изучения. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., изд. ВИМС, 1975.

Корякин А. С. К вопросу о докембрийских корах континентального выветривания. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 2. М., «Недра», 1967.

Лулева О. И. Состав и источники обломочного материала конгломератов из метаморфических толщ докембрия Кольского полуострова. — «Сов. геология», 1963, № 12.

Сердюченко Д. П. О происхождении апатитовых месторождений. — В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М., «Наука», 1967.

Сердюченко Д. П. Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах Земли и их сканолитсодержащие метаморфические производные. — В кн.: Геология докембрия. Междунар. геол. конгресс, XXIV сессия. Докл. сов. геологов (Пробл. 1). Л., «Наука», 1972.

Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 1.

Сидоренко А. В. Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., изд. ВИМС, 1975.

Сидоренко А. В., Лулева О. И., Немова Т. В. Об осадочном генезисе гранулитов Кольского полуострова. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 198, № 5.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ КОРЫ
ВЫВЕТРИВАНИЯ КАРЕЛИИ

Успешное изучение древних метаморфизованных кор выветривания должно привести к реконструкции климатических условий и палеогеографической обстановки некоторых периодов докембрия. Оно

Среднее содержание породообразующих элементов в метаморфизованных

Обнажение	Зона профиля	Характеристика породы	Количество проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO
Лехтасари	III	Кварц-серицитовый сланец	2	63,87	0,73	18,95	1,79	0,94	0,01	0,81
	II	Кварц-серицитовая порода	9	68,43	0,35	15,05	1,40	0,86	0,04	2,41
	I	Гранит слабо серицитизированный	5	72,15	0,32	14,38	0,78	0,85	0,03	1,62
Макконсари	II	Кварц-серицитовая порода карбонатизированная	7	59,32	0,75	15,85	2,16	1,72	0,09	4,64
	I	Гранит серицитизированный	2	70,84	0,33	14,15	1,81	0,98	0,65	0,52
Гогенсари	III	Кварц-серицитовый сланец	1	67,37	0,46	18,37	0,75	1,11	0,02	0,72
	II	Кварц-серицитовая порода	3	69,41	0,36	15,36	0,45	1,08	0,05	2,64
	I	Гранит неизменный	3	72,00	0,40	13,73	0,63	1,58	0,03	2,49
Чапансари		Кварц-серицитовая порода карбонатизированная	6	60,92	0,32	13,85	0,87	0,95	0,07	5,96
	II	Кварц-серицитовая порода	7	68,21	0,37	15,78	1,97	0,65	0,03	1,62
		Кварц-серицитовая порода карбонатизированная	3	65,74	0,33	12,97	1,92	0,95	0,04	4,51
	I	Гранит неизменный	3	73,48	0,29	12,96	1,19	0,74	0,02	2,34
Ахвенламби	III	Кварц-серицитовая порода сланцеватая	5	63,44	0,66	17,92	2,60	0,69	0,01	0,99
	II	Кварц-серицитовая порода	16	64,58	0,58	15,41	2,45	1,01	0,04	2,78
	I	Гранит серицитизированный	4	67,13	0,49	14,94	1,99	1,63	0,07	2,45
Остречье	II	Кварц-серицитовая порода	2	66,38	0,72	15,38	2,08	1,66	0,05	2,61
	I	Гранит серицитизированный	4	73,27	0,20	13,88	1,98	0,52	0,03	1,62
Мурдосари	II	Кварц-серицитовая порода	9	68,07	0,42	15,22	1,22	0,56	0,03	2,49
	I	Гранит серицитизированный	1	69,22	0,42	15,32	1,35	1,11	0,03	2,43

Примечание. Анализ проводился в химической лаборатории ГИН АН СССР (зав. лаб. М. И. Степанец).

позволит судить о составе древнейшей атмосферы Земли, облегчит выяснение специфики древнейшего осадкообразования, поможет правильному решению практических вопросов, связанных с обнаружением и освоением в докембрийских провинциях крупных запасов железных, урановых, медно-никелевых, серебряно-кобальтовых руд и особо чистых кварцитов. Однако многие аспекты проблемы докембрийского выветривания находятся все еще на уровне постановки вопроса, и среди них вопрос о выявлении метаморфизованных кор выветривания в докембрии остается пока наиболее важным.

Таблица 1

профилях доятулийского выветривания гранитов центральной Карелии

MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	Сумма	ZrO ₂	Ga	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$
2,16	0,22	6,77	0,25	2,83	0,18	—	—	99,50	0,033	0,0031	3,39	3,16
1,56	1,37	4,54	0,18	1,96	0,15	1,34	0,01	99,66	0,026	0,0023	4,57	1,72
1,03	2,70	3,52	0,13	1,23	0,16	0,86	0,01	99,79	0,023	0,0021	5,02	1,48
2,81	0,77	4,81	0,05	2,98	0,37	2,66	—	98,98	0,024	0,0023	3,71	1,38
1,76	2,41	3,67	—	1,51	0,17	0,66	—	99,44	0,016	0,0022	5,01	1,90
1,17	0,16	6,00	0,32	2,87	0,12	0,08	0,11	99,63	0,036	0,0035	3,67	0,68
0,64	2,59	3,36	0,26	1,74	0,13	1,56	0,04	99,67	0,019	0,0022	4,54	0,94
0,80	3,51	2,10	0,36	1,31	0,13	0,97	—	100,05	0,019	0,0022	5,26	0,59
4,27	0,95	3,55	0,11	3,07	0,14	4,83	0,07	99,82	0,020	0,0021	4,41	1,09
1,89	1,09	4,80	0,16	1,97	0,16	1,05	0,06	99,86	0,026	0,0020	4,36	4,03
1,99	0,96	4,00	0,09	1,98	0,15	4,39	0,03	100,05	0,020	0,0019	5,12	2,21
0,60	3,19	2,38	0,14	0,76	0,14	1,74	0,08	100,05	0,20	0,0020	5,67	1,74
3,00	0,79	6,10	0,29	2,89	0,22	0,09	0,10	99,78	0,029	0,0029	3,56	3,96
2,28	2,77	4,00	0,24	1,98	0,13	1,36	0,07	99,69	0,025	0,0024	4,20	2,85
2,16	3,90	3,09	0,26	1,18	0,14	0,38	0,10	99,91	0,026	0,0023	4,55	1,22
2,98	0,16	4,68	0,19	1,88	0,11	1,23	0,04	100,16	0,033	0,0024	4,35	4,00
1,27	0,18	4,47	0,12	1,64	0,08	0,68	0,02	99,95	0,025	0,0022	5,28	1,25
1,56	2,43	4,19	0,11	2,12	0,09	1,13	0,01	99,65	0,024	0,0023	4,48	2,56
1,09	4,51	2,52	0,11	1,02	0,10	0,32	—	99,55	0,025	0,0023	4,52	1,22

Э. С. Залманзон). Аналитики: Г. Ф. Галковская, К. С. Горина, А. Н. Зарубицкая, М. А. Канакина,

Содержание породообразующих элементов в доятулийской метаморфизованной коре

Обна- жение	Зона про- филя	Ком- понен- ты по- роды	Характеристика породы	Индекс пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO		
Западное побережье Сегозера	III	Галька	Сильно серицитизи- рованная гранит- ная галька	9/71	58,88	1,02	21,17	3,06	0,72		
			То же	15/71	65,10	0,60	18,62	3,35	0,65		
			Серицитизирован- ная гранитная галька	19/71б	71,02	0,36	13,69	2,55	1,01		
	То же		21/71б	71,62	0,59	14,01	2,70	0,57			
	II		Слабо серицитизи- рованная гранитная галька	25/71б	73,82	0,04	13,39	1,76	0,40		
				I	Кварц-серицитовый сланец	6/71	53,58	1,19	23,31	4,48	0,57
	То же	12/71				55,67	1,03	22,05	4,07	0,72	
	II	Цемент	Кварц-серицитовый сланец Кварц-серицитовая порода сланцеватой текстуры	19/71а	58,44	0,85	21,62	3,40	0,65		
				21/71а	68,22	0,42	14,96	3,85	0,72		
				I	Кварц-серицитовая порода массивной текстуры	25/71а	64,27	0,85	15,90	3,25	1,00
III	Галька	Сильно серицитизи- рованная гранит- ная галька	45/71			69,90	0,34	15,26	2,67	0,43	
		Серицитизирован- ная гранитная галька	54/71	64,87	0,72	13,82	3,25	1,64			
			То же	62/71	74,19	0,21	13,25	1,63	0,43		
Падун	I	Слабо серицитизи- рованная гранитная галька	67/71	75,37	0,08	13,75	0,93	0,42			
			III	Цемент	Кварц-серицитовый сланец	47/71	69,90	0,34	15,26	2,67	0,43
						То же	50/71	59,49	1,27	17,21	5,16
	II	Кварц-серицитовая порода сланцеватой текстуры	61/71	62,84	0,68	14,44	5,38	0,99			
			Кварц-серицитовый сланец	65/71	53,49	0,97	20,57	5,51	2,10		
	Карельская Масельга	III	Галька	Сильно серицитизи- рованная гранит- ная галька	78/71	67,51	0,30	11,53	1,87	0,36	
Серицитизирован- ная гранитная галька				89/71б	65,55	0,21	11,40	2,32	0,50		
				91/71б	73,55	0,17	11,97	1,47	0,51		
I		Цемент	Кварц-серицитовый сланец с доломитом	76/71	43,72	0,26	8,34	1,03	2,07		
				То же	89/71а	58,99	0,30	9,94	1,99	0,57	
				Кварц-серицитовый сланец	91/71б	73,55	0,17	11,97	1,47	0,51	

Таблица 2

выветривания на конгломератах с преимущественно гранитной галькой

MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	CO ₂	C	Сумма	Fe ₂ O ₃	SiO ₂
											FeO	Al ₂ O ₃
0,03	1,00	2,57	0,18	7,45	3,81	0,22	0,13	Нет	Нет	100,24	4,25	2,78
0,03	1,00	2,31	0,15	5,77	2,31	0,44	0,11	»	»	100,44	5,15	3,49
0,03	1,17	2,26	0,21	4,79	1,76	Нет	0,46	0,50	»	99,81	2,52	5,18
0,01	1,17	1,51	2,15	3,93	1,02	0,37	0,05	Нет	»	99,70	4,73	5,11
0,02	1,72	1,49	3,76	1,10	1,65	0,16	0,03	0,26	»	99,60	4,40	5,51
0,03	1,35	2,57	0,15	8,81	3,84	0,12	0,05	Нет	»	100,05	7,85	2,29
0,03	1,00	3,00	0,18	8,25	3,99	0,26	0,05	»	»	100,30	5,65	2,57
0,03	0,94	2,45	0,21	7,91	3,23	0,12	0,13	»	»	99,98	5,23	2,70
0,01	1,11	1,90	0,24	5,23	2,94	0,02	0,16	»	»	99,78	5,34	4,56
0,03	1,17	3,74	0,75	4,47	3,30	0,67	0,23	»	»	99,63	3,25	3,79
0,01	1,47	0,97	0,18	5,85	2,00	0,08	0,92	»	»	100,08	6,21	4,58
0,05	3,55	2,63	1,59	4,22	1,48	0,10	0,59	1,12	»	99,63	1,98	4,69
0,02	1,60	0,70	3,38	3,15	0,82	0,06	0,13	0,48	»	100,05	3,79	5,59
0,01	1,22	0,26	5,14	1,79	0,63	0,02	0,11	0,34	»	100,07	2,21	5,48
0,01	1,47	0,97	0,14	5,85	2,30	0,10	0,59	Нет	»	99,74	11,03	4,28
0,04	1,72	3,16	0,84	5,97	2,31	0,22	0,59	0,18	»	99,66	3,44	3,45
0,04	2,83	2,28	0,21	5,72	2,37	0,06	0,16	1,68	»	99,68	5,43	4,35
0,05	1,47	4,20	1,87	5,97	2,70	0,12	0,59	Нет	»	99,61	2,63	2,60
0,05	5,77	1,48	0,11	4,70	2,14	0,04	0,11	4,06	»	100,03	5,19	5,86
0,09	7,15	1,82	2,31	3,19	0,33	0,81	0,04	4,72	»	100,44	4,64	5,75
0,02	2,54	1,07	3,22	2,97	0,92	0,04	0,03	1,24	»	99,72	2,88	6,14
0,17	15,88	10,26	0,18	0,93	3,73	0,08	0,16	13,25	»	100,06	0,50	5,25
0,16	8,58	4,50	0,46	3,98	2,24	0,40	0,16	7,84	»	100,11	3,49	5,93
0,02	2,54	1,07	0,12	5,99	2,49	0,08	0,16	1,52	0,14	100,80	4,01	3,72

Содержание породообразующих элементов в ятулийской метаморфизованной

Зона профиля	Характеристика породы	Индекс пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
О г м у							
III	Серицит-хлоритовый сланец	119/64	39,59	1,54	17,34	7,85	3,68
II	Мандельштейн хлоритизированный	127/64	44,23	1,54	14,58	7,50	4,26
I	Мандельштейн неизменный	142/64	45,99	1,53	14,78	6,78	6,54
М а к к о н							
III	Серицит-хлоритовый сланец	145/64	39,95	2,38	21,94	7,93	2,60
II	Диабаз хлоритизированный	152/64	39,31	1,87	14,13	6,60	5,26
I	Диабаз неизменный	160/64	53,44	1,36	12,79	8,27	4,38
С о н							
III	Хлорит-серицитовый сланец	35/70	52,39	1,15	24,29	5,49	0,49
		40/70	52,32	1,15	24,25	5,11	0,64
I	Мандельштейн неизменный	41/70	46,00	1,49	16,49	5,11	11,96

Примечание. Углерод отсутствует.

Главная задача исследований в настоящий момент состоит в следующем. Во-первых, необходимо, опираясь на комплекс всесторонних данных, подтвердить факт реального существования метаморфизованной коры выветривания, четко определив при этом ее признаки. Во-вторых, следует попытаться отделить метаморфические изменения в коре от процессов разложения исходного субстрата при древнейшем выветрива-

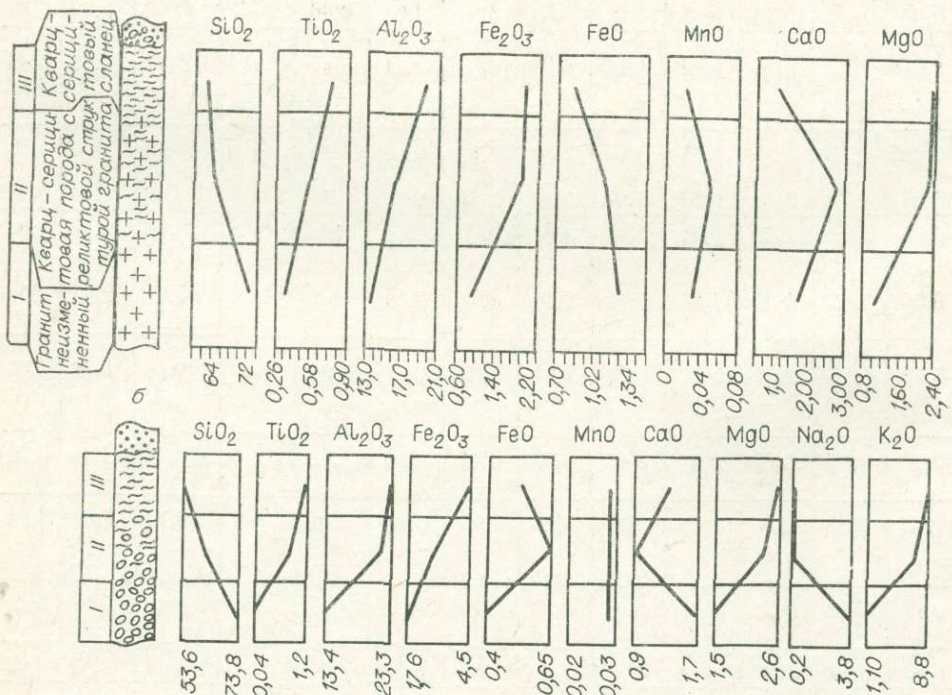


Рис. 1. Распределение химических элементов в дютаулийской метаморфизованной

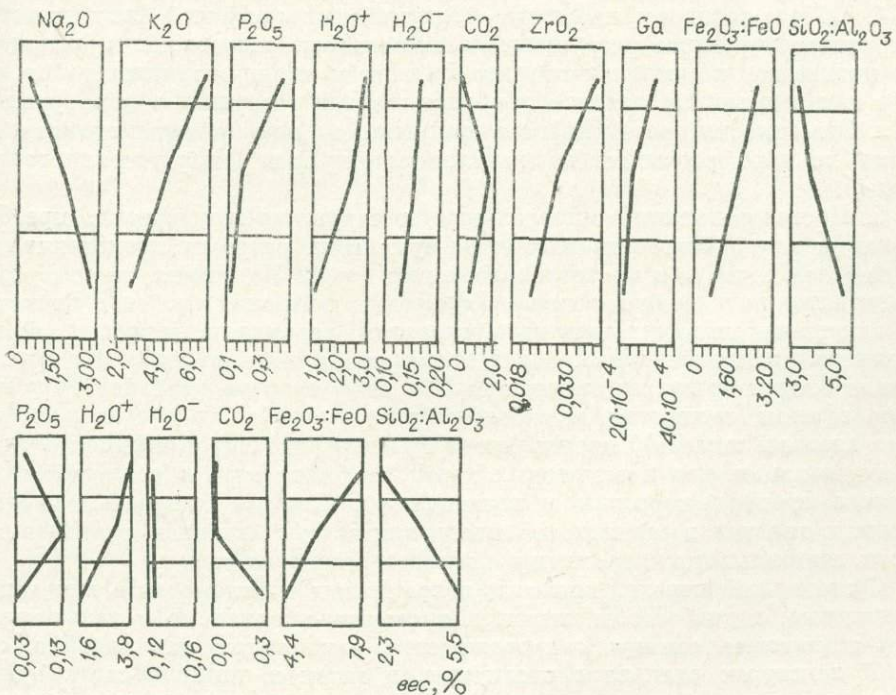
Таблица 3

кора выветривания основных пород центральной Карелии

CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	Сумма	$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$
с а р н											
4,45	12,13	0,09	0,14	0,12	3,51	6,60	Нет	3,40	100,44	2,13	2,28
2,81	14,17	0,09	0,14	0,31	2,15	6,61	»	1,18	99,57	1,76	3,04
7,39	9,77	0,15	0,14	2,21	0,09	4,24	»	Нет	99,61	1,03	3,11
с а р н											
0,58	11,48	0,04	0,23	0,19	6,86	4,99	0,27	0,16	99,60	3,05	1,80
2,76	18,66	0,17	0,18	0,10	0,84	7,06	0,20	2,50	99,64	1,25	2,78
4,82	7,68	0,13	0,14	3,71	0,12	2,86	Нет	0,16	99,86	0,90	4,17
д а л ы											
0,39	2,34	0,01	0,04	0,19	9,15	3,78	0,08	Нет	99,79	11,12	2,15
0,54	2,44	0,01	0,04	0,19	9,15	3,87	Нет	»	99,71	7,98	2,15
0,83	6,70	0,16	0,27	5,07	2,06	4,10	»	»	100,24	0,43	2,78

нии с тем, чтобы восстановить характер этих процессов. В-третьих, проанализировав особенности метаморфизованного профиля выветривания, реставрировать его первичную геохимическую зональность и осуществить возможные палеогеографические построения.

Наиболее интересный район исследований — Карелия и соседствующая с ней Финляндия. На их территории обнаружены протерозойские



кора выветривания на гранитах (а) и на конгломератах с преимущественно гранитной галькой (б).

метаморфические сланцы кварц-серицитового, серицит-хлоритового и тальк-карбонат-хлоритового состава, генетическая сопряженность которых с более древними породами отчетливо установлена. Некоторые советские и финские геологи предположительно рассматривают их как древнейшие первично-элювиальные образования.

Чтобы исключить элемент случайности при минералого-геохимической реставрации дометаморфических профилей и иметь возможность объективно судить о направленности древнейшего выветривания, изучались исходные для сланцев породы контрастного состава: кислые (граниты, конгломераты с преимущественно гранитной галькой) и основные — ультраосновные (диабазы, пикриты).

Главные результаты исследования сводятся к следующему.

1. Геологические, текстурно-структурные, минералого-петрографические и геохимические факты достаточно определенно свидетельствуют о первично-элювиальном происхождении характеризуемых образований.

2. Четкая геологическая позиция кварц-серицитового и серицит-хлоритового горизонтов, определяемая неизменной их приуроченностью к контакту расположенных ниже гранитов, диабазов, конгломератов и перекрывающих метаосадков ятулия, опровергает утверждения о том, что кварц-серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы представляют собой зоны смятия, проходящие через различные породы. Большое число выходов упомянутых сланцев в Карелии и сопредельных областях скорее говорит о региональном площадном их характере, чем об узлокальном, тектоническом.

3. Наблюдаемые в изучавшихся разрезах гранитные брекчии по общему своему строению, характеру смещения гранитных отторженцев и изменению их формы, структурно-минеральным превращениям в обломках и цементирующей массе обладают типичными чертами делювиально-элювиальных брекчий. Элювиальная природа изучавшихся брекчий подтверждается неровной, ложбинообразной поверхностью нижележащих гранитов.

4. Об элювиальном характере доятулийских профилей свидетельствует прогрессирующее разрушение легматитовых, 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.

5. Последовательные минеральные и текстурно-структурные преобразования материнского гранита в доятулийских разрезах происходят по той же схеме, что и в постпротерозойских корах. Например, процесс серицитизации плагиоклаза в метаморфических профилях сходен с процессом замещения полевых шпатов мусковитом, серицитом, гидрослюдой и каолинитом в неизменных корах выветривания гранитоидов. Преобразование биотита в хлорит, замещаемый в свою очередь карбонатом, эпидотом, сфеном, серицитом, мусковитом и кварцем (часто с сагенимом и гидроокислами железа), 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 текстуры: сначала в сланцевую, а затем в типично сланцевую. При этом реликты кварцевых зерен (профили на гранитах и конгломератах) оказываются развернутыми по сланцеватости, а кварцевые миндалины (профиль на диабазах) — сплюснутыми.

Сланцеватая текстура теперешней кварц-серицитовой породы и линейная ориентировка в ней реликтов кварца (как и сланцевый облик серицит-хлоритовой породы) — очевидно результат уплотнения доятулийского (и ятулийского) пластичного глинистого вещества при последующем региональном метаморфизме. Наличие в одном разрезе сравнительно небольшой мощности (15—20 м) массивного гранита (или диабаза) и постепенно возникающей из него сланцевой кварц-серицитовой (или серицит-хлоритовой) породы говорит о первично-пластичном характере ее неметаморфизованного аналога. О том же свидетельствуют наблюдаемые в кварц-серицитовой породе своеобразные текстуры сдавливания, смятия или, наоборот, размазывания ее.

6. В доятулийских разрезах, начиная от материнских гранитов и до непосредственного контакта кварц-серицитовых сланцев с перекрывающими их кварцитами, циркон, являясь устойчивым при выветривании и метаморфизме минералом, сохраняет присущую ему призматическую форму. Общее количество ZrO_2 при этом возрастает.

7. В кварц-серицитовой породе электронно-микроскопическими исследованиями обнаружены реликты кристаллов каолинита в массе гидрослюды. Рентгеноструктурный анализ подтверждает присутствие каолинита. Существование в Финляндии залежей каолина, непосредственно перекрываемых ятулийскими кварцитами, — прямой аргумент в пользу первично-алювиального происхождения изучавшихся образований.

8. Направленность и распределение породообразующих химических компонентов по исследованным метаморфизованным профилям кислого и основного ряда соответствует характеру профиля выветривания (табл. 1—3). В кварц-серицитовой и серицит-хлоритовой породе по сравнению с исходными гранитами, конгломератами и диабазами наблюдается уменьшение содержания Na_2O , SiO_2 , FeO , MnO , иногда CaO и увеличение Al_2O_3 , TiO_2 , ZrO_2 , Ga , Fe_2O_3 , P_2O_5 , H_2O и отчасти свободного углерода. Количество K_2O , иногда CaO и MgO вверх по профилям возрастает, а не уменьшается (рис. 1, 2). Повышенное содержание MgO и CaO — результат некоторой карбонатности изучавшихся разрезов. Проявление же карбонатности (как и скопления вторичного мелко мозаичного 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 железа 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.

9. 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, каолинит насыщался калием уже после захоронения коры под осадками ятулия, улавливая его из поверхностных и грунтовых вод, обладавших, наверное, повышенной щелочностью вследствие некоторой засушливости ятулийского климата.

10. В процессе среднепротерозойской складчатости возникшие в доятулии на гранитах и конгломератах (а в ятулии — на диабазах) коры выветривания были метаморфизованы. Первичные гидрослюды и каоли-

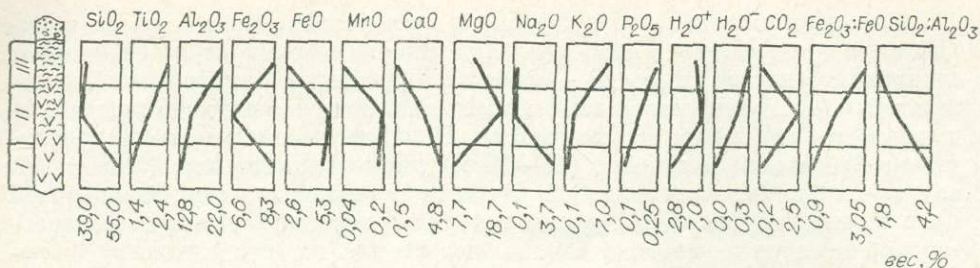


Рис. 2. Распределение химических элементов в ятулийской метаморфизованной коре выветривания на породах основного состава.

нит при этом 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 расслапцован (при этом реликты зерен первичного кварца в глинистой массе переориентировались по сланцеватости). Метаморфизм осуществлялся изохимически.

Таким образом, кварц-серицитовые сланцы на архейско-нижнепротерозойских гранитах и сумийско-сарриольских конгломератах в основании ятулийской толщи Карелии (как и серицит-хлоритовые сланцы на диабазах ятулия) представляют собой остатки древнейших площадных кор выветривания, сформировавшихся в климатических условиях перехода от гумидной зоны к аридной, сильно эродированных и позднее метаморфизованных в фации зеленых сланцев. Сравнение протерозойских кор выветривания Карелии с корами постпротерозойского времени свидетельствует о геологическом, текстурном и геохимическом их сходстве. Общее сходство распределения главных химических компонентов в метаморфизованных и постдокембрийских неметаморфизованных профилях выветривания подтверждает изохимический характер регионального метаморфизма. Отчетливое увеличение вверх по доятулийским профилям величины $Fe_2O_3:FeO$ с одновременным уменьшением $SiO_2:Al_2O_3$ указывает на присутствие в атмосфере протерозоя значительного количества свободного кислорода — активнейшего агента химического выветривания. Поскольку в протерозое продукты выветривания исходных пород оставались такими же, как и в более поздние периоды, есть основания полагать, что физико-химическая основа выветривания в интервале протерозой — кайнозой принципиально не изменялась.

Ч. М. Халифа-заде

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЛИТОГЕНЕЗА КАРБОНАТНЫХ РАКОВИН И БИОЛИТОВ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

Для исследования были взяты раковины беспозвоночных из современных водоемов (Каспийское, Черное, Балтийское, Средиземное, Японское моря) и из четвертичных (новокаспийских, хвалынских, хазарских, бакинских) алшеронских, акчагыльских, понтических, миоценовых, эоценовых и верхнемеловых отложений, испытывавших на себе различные стадии осадочного порообразования.

Сравнительно-геохимическим методом были изучены в них содержания $C_{орг}$, Cl, P, B, Mg, Sr, Fe, Mn, U и Th, а также изменения Fe/Mn и Th/U модулей. В общей сложности по раковинам 45 родов и 106 видов беспозвоночных (14 родов и 25 видов современных; 36 родов и 81 вид ископаемых) выполнено 3200 химических определений.

В стадии седиментогенеза распределение Mg, Sr, Fe, Mn, P, B, Cl, U и Th в раковинах беспозвоночных определяется индивидуальными особенностями организмов, физико-химическими факторами среды их обитания и концентрацией указанных элементов в морской воде. Минералогический состав 80—90% изученных раковин представлен скрытокристаллическим арагонитом за исключением раковин некоторых средиземноморских и японских видов, имеющих кальцитовый или арагонит-кальцитовый состав.

Содержание Mn и Fe в раковинах в несколько сотен, а U, P, B и Mg в десятки раз меньше, чем кларк этих элементов в карбонатных породах. Th и Sr, наоборот, в раковинах содержится больше, чем в карбонатных породах. Количество Cl и $C_{орг}$ в раковинах беспозвоночных зависит от физико-химических типов современных водоемов.

Высокое отношение Th/U в стадии седиментогенеза в раковинах беспозвоночных по сравнению с тем же отношением в представителях глубинных и осадочных пород ясно характеризует карбонатные биолиты как типичные продукты биологических систем — живой материал. Это отношение Th/U в раковинах составляет 32,7, а в близких к ним образованиях (в хемогенных карбонатных породах) — меньше единицы.

В стадии раннего диагенеза происходят существенные изменения в распределении указанных элементов в раковинах беспозвоночных и биолитах. Прежде всего на дне водоемов благодаря активной деятельности бактерий и высокому кислородному потенциалу интенсивно разрушается наружный органический слой раковин-конхиолин. Вследствие этого в раннем диагенезе резко уменьшаются в раковинах содержания $C_{орг}$, U, Fe, Mn, Cl и т. д. Однако уменьшение содержаний изученных элементов происходит различно в зависимости от их участия в строении органической и минеральной фаз раковинного вещества. Так, в раннем диагенезе вещества раковины теряют больше половины своего первичного содержания U, Fe и $C_{орг}$. Это свидетельствует о том, что значительная часть U и Fe в раковинах сосредоточена в органической фазе. Сходное поведение Fe^{+2} с U^{+4} и высокое отношение Fe^{+2}/Fe^{+3} в «свежих» раковинах (Халифа-заде, Заложен, 1969) указывают на то, что в органической фазе, возможно даже в минеральной части раковин, U находится в 4-валентной форме.

В раннем диагенезе падение содержания Mn, Th, P, B, Cl и Sr в раковинах выражено слабо, оно составляет 1/3 их первичного содержания. К тому же из этих элементов Th ведет себя более обособленно. Содержание Th в раковинах в начальной стадии раннего диагенеза остается стабильным; уменьшение наступает лишь в конечной стадии раннего диагенеза. Подобная схема уменьшения содержания Th в раковинах позволяет сказать о том, что в отличие от U значительная часть Th в раковинах связана с минеральной фазой и внутренним органическим веществом.

В позднем диагенезе изменение химического состава раковин приобретает новые черты. Элементы, потерявшие с конхиолином больше половины своего первичного содержания, стремятся восполнить его за счет адсорбции из окружающей среды. Поэтому за весь период позднего диагенеза происходит с различной интенсивностью накопление Fe, Mn, U, Th и P в раковинах беспозвоночных. В этот период наиболее интенсивно накапливается в раковинах U и Mn, что сильно отразилось на падении Fe/Mn и Th/U отношений в акчагыльских и апшеронских моллюсках.

Содержание Fe, Th и P в позднем диагенезе растет в раковинах незначительно, в то же время В, $C_{орг}$ и Sr в позднем диагенезе продолжают терять свое первичное содержание. В этой стадии осадочного породообразования минералогический состав раковин не меняется, однако за счет изменения термодинамических параметров среды происходит укрупнение кристаллов арагонита благодаря перекристаллизации (размер кристалла 0,1—0,01 мм), и кристаллы преобретают неясную оптическую ориентировку.

В стадии начального катагенеза Fe, Mn и P накапливаются в раковинах. U приобретает максимальное значение в самых верхах зоны начального катагенеза, а в середине и низах происходит резкое выщелачивание его из раковин во вмещающие породы. В подошве зоны начального катагенеза содержание U в раковинах уменьшается до его первоначального уровня.

Таким образом, в конце начального катагенеза 90% U, накопленного в диагенезе, снова возвращается в осадочные толщи. В этой стадии породообразования 60—70% Th, собранного биогенным и диагенетическим путем в раковинах, также отдается во вмещающие породы. Причина ухода U и Th из раковин в стадии начального катагенеза — дальнейшее окисление и карбонизация внутреннего органического вещества благодаря повышенному давлению, температуре и длительности геологического времени. Одновременно Th/U отношение приближается к модулю тех пород, в которых он имеет высокое значение, например в кислых.

В стадии начального катагенеза Fe и Mn еще более интенсивно, чем в диагенезе, накапливаются в раковинах, притом аккумуляция Mn в раковинах выражена в 8—10 раз сильнее по сравнению с его содержанием в стадии диагенеза раковин. Следовательно, в период начального катагенеза за счет интенсивного накопления Fe и Mn в раковинах последние почти не отличаются от хемогенных известняков. Указанный факт более наглядно иллюстрируется изменением отношения Fe/Mn в раковинах ископаемых беспозвоночных, которое в стадии диагенеза от 5,8 падает до 4,1, что мало отличается от модуля указанных элементов в карбонатных породах.

В стадии начального катагенеза резко изменяется минералогический состав раковин беспозвоночных. В верхах данной стадии породообразования арагонит раковин продолжает перекристаллизовываться, образуя более крупные кристаллы (0,1—0,3 мм) с ясной оптической ориентировкой. Затем в середине стадии арагонит раковин полностью превращается в кальцит. Перекристаллизация кристаллов арагонита и последующее превращение его в кальцит обуславливают постепенный вынос Sr из раковин во вмещающие породы. В стадиях позднего диагенеза и начального катагенеза Sr по сравнению с его первоначальным содержанием уменьшается в раковинах в 10 раз.

Mg в раковинах беспозвоночных в изученных стадиях характеризуется резкими колебаниями, контролируемыми климатическими условиями древних водоемов, в которых обитали изученные ископаемые беспозвоночные. Действие факторов литогенеза на изменение содержания Mg в раковинах в течение $105 \cdot 10^6$ лет не отражается в наших материалах. Mg в двух минералогических формах карбонатов занимает в кристаллической решетке одинаковое положение. Исследования карбонатных раковин современных и древних теплых водоемов показали, что Mg и в этом случае не образует своего самостоятельного минерала — магнезита, а высокое содержание Mg в нуммулитах, и иглокожих, и кораллах связано с магнезиальным кальцитом.

В стадии умеренного катагенеза минералогический состав раковин остается стабильным. В изученных химических элементах отмечается стабилизация их содержания в веществе раковин, за исключением P, содержание которого резко увеличивается по сравнению с начальным

катагенезом. Интенсивное накопление Р в раковинах, возможно, связано с образованием в кальцитовых раковинах самостоятельной апатитовой фазы.

Таким образом, состав створок верхнемеловых белемнитов и раковин иглокожих, криноидей, испытавших умеренный катагенез, по содержанию некоторых микроэлементов мало отличается от состава хомогенных карбонатных пород, приведенного в геохимических справочниках. Вследствие литогенеза раковинсодержащих отложений и карбонатных биолитов раковинное вещество от типичных биологических систем до его глубокого абиогенеза испытывает химико-минералогические изменения, отражающие физико-химические особенности этапов литогенеза. В результате последнего раковины беспозвоночных и карбонатные биолиты обогащают осадочные толщи стратисферы U, Th и Sr.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 4.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.

Оглоблин К. Ф., Халифа-заде Ч. М. Распространение урана в раковинах современных и ископаемых моллюсков.— «Геохимия», 1974, № 2.

Халифа-заде Ч. М., Заложен Э. Е. Железо и марганец в раковинах современных и древних беспозвоночных.— В кн.: Тезисы докл. I Всесоюзного совещания по палеоэкологии. Баку, 1969.

И. В. Николаева

ГЛАУКОНИТ В СХЕМЕ МОРСКОГО АУТИГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Вопрос о систематическом положении глауконита до сих пор решается неоднозначно: его относят к гидрослюдам (наряду с гидробиотитом, гидромусковитом и др.), а сами глаукониты подразделяются на слюдястые и гидрослюдястые разновидности по структуре и кристаллохимическим особенностям (Коссовская, Дриц, 1971; Николаева, 1971; и др.). Что же такое глауконитовые слюды и имеют ли они такое же право на признание, как биотит, мусковит, флогопит и другие? Большинство исследователей, изучавших глауконит в период последнего десятилетия, обратили внимание на изменение его состава в прямом соответствии с содержанием в нем К, включив в понятие «глауконит» некоторые структурно разнородные минералы: слюдястые, смешанослойные слюда — монтмориллонитовые и монтмориллонитовые. Различия в составе минералов указанного ряда связаны с изменением соотношения слоев (или минералов) двух структурных типов: слюдястых и монтмориллонитовых. Этот ряд минералов в одних случаях рассматривается как генетический, в других — как парагенетический, но фактически не определяет состав ни минерала со слюдяной структурой, ни монтмориллонита.

Работы по кристаллохимии глауконита немногочисленны, но в них поставлены вопросы, требующие дальнейшей разработки: о слюдяной (Burst, 1958) или переходного от слюды к монтмориллониту типа структуре глауконита, строго (Foster, 1969) или нестрого диоктаэдрическом (Hendrieks, Ross, 1941; и др.) характере слюдяной структуры, кристаллохимической специфике глауконитовых гидрослюд и их отличиях от

гидратированных разновидностей биотита и мусковита (Михеев, 1954; Соколова, 1961). Изучение химизма глауконита включает два вопроса: выдержанность его состава в пределах слоя, фации, формации (Горбунова, 1950; Махинин, 1951; Schutov e. a., 1972) и различия в первичном составе глауконитов, происходящих из отложений разного возраста и пород различного состава (Smulikowski, 1954; Казаков, 1962).

Таким образом, во всех названных работах поставлены основные проблемы кристаллохимии и геохимии глауконитов, для решения которых требуется дальнейшее исследование. Работы проведены на ограниченном материале (от единичных до нескольких десятков анализов). Соотношения элементов изучались лишь с помощью графического метода для ограниченного (2—4) числа компонентов, в результате чего у разных исследователей получались противоположные выводы (Горбунова, 1950; Махинин, 1951; и др.).

Выполнение исследований на полном объеме опубликованного материала стало возможным только с использованием ЭВМ. Однако нельзя сказать, что имевшаяся в нашем распоряжении выборка анализов глауконита, хотя она, по-видимому, наиболее полная (более 700 химанализов), была абсолютно представительной. Глауконит известен в настоящее время более чем в 20 типах осадочных формаций, минералогически он изучен лишь в 10. Территориально около 90% анализов глауконитов приходится на Северное полушарие Земли, из них подавляющее большинство — на территорию Евразии, в том числе СССР. Очень мало опубликовано полных анализов глауконита Северной и Южной Америки. Крайне неравномерно распределяются анализы глауконита по возрасту: из 700 химических анализов после отбраковки в нашем распоряжении осталось: современных (?) и четвертичных — 35, третичных — 80, меловых — 127, юрских — 23, ордовикских — 107, кембрийских — 36, вендских и рифейских — 33, пермских — 2, каменноугольных — 2. Кроме того, обработано 65 анализов минералов неосадочного генезиса — гидротермальных и магматогенных селадонитов.

Принципиально новый подход к изучению глауконита на основе выделения формационных типов, установление соотношений всех присутствующих в глауконите катионов с помощью корреляционного анализа на базе фактического материала с помощью ЭВМ дает новые сведения об общих кристаллохимических особенностях, законах вариаций состава минералов группы глауконита, специфике минералов в связи с различными парагенетическими ассоциациями в формациях разного состава и возраста. Корреляционный анализ позволяет более четко интерпретировать генетическую природу разновидностей глауконита в пределах формации, делать выводы об эволюции его химического состава в истории осадконакопления. Это направление минералогических исследований метаморфических пород развивается сотрудниками Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР под руководством В. С. Соболева. Подобные работы чрезвычайно трудоемки, однако необходимы.

В основу классификации глауконитоносных осадочных формаций положены представления Н. С. Шатского (1955) и др., а классификация глауконитоносных вулканогенно-осадочных формаций дается по Г. С. Дзюценидзе (1965). Для конкретных формаций с единым комплексом аутигенных и (или, если таковых, кроме глауконита, не имеется) терригенных минералов устанавливаются формационные типы глауконита. Формационный тип — это среднестатистический состав глауконита из формации определенного состава и возраста, рассчитанный для выборки анализов, подчиняющейся закону нормального распределения. Общие представления о кристаллохимии глауконитов получены по сумме всех его анализов, сгруппированных в формационные типы.

Минералы группы глауконита следует относить к особому типу эффективных высококремниевых ($Si \geq 3,2$ ф. е.) диоктаэдрических слюд, фор-

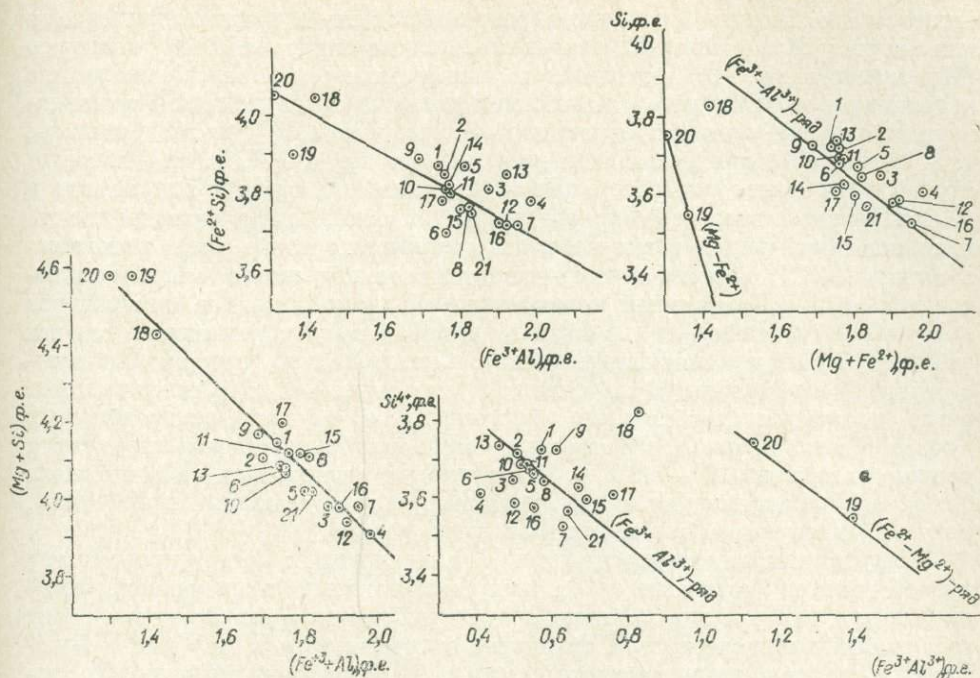


Рис. 1. Разделение глаукоцитов на 2 ряда по соотношению двух- и трехвалентных катионов с кремнием.

Глаукоцитоносные формации: терригенно-кварцевая (ткв) (21 — современная, 2 — третичная, 3 — меловая, 4 — верхнемеловая, 5 — нижнемеловая, 7 — вендско-рифейская); терригенно-глинистая (тгг) (22 — современная, 6 — нижнеордовикская); терригенно-вулканогенно-известняковая (8); терригенно-известняковая (тги) (9 — третичная, 10 — меловая, 11 — верхнемеловая, 12 — нижнемеловая, 14 — нижнеордовикская); терригенно-меловая (тгм) — верхнемелового возраста (13); терригенно-доломитово-известняковая (тгди) (15 — нижнеордовикская, 16 — то же, на Русской платформе, 17 — то же — Сибирская платформа); гипсоносно-доломитовая (тгсд) (19 — нижнекембрийская, 20 — рифейская); 18 — минералы гидротермальных и магматических пород.

мулы которых допускают дробное количество атомов в пересчете на элементарную ячейку: в тетраэдрах, октаэдрах и межслоевом промежутке. По составу межслоевых катионов глаукоциты делятся на калиевые, кальций-калиевые и натрий-калиевые. В двух последних содержание К снижается до половины общей суммы межслоевых катионов. Остановимся на характеристике наиболее распространенных и хорошо изученных калиевых глаукоцитов.

Фактическая сумма октаэдрических катионов колеблется от 1,6 до 2,4 ф. е., она связана прямо пропорциональной зависимостью с К и двухвалентными катионами и обратно пропорциональной — с Si и трехвалентными катионами. Совершенный гетеровалентный изоморфизм по схеме $2R^{3+} \rightarrow 3R^{2+}$ (R — металл соответствующей валентности) образует непрерывную серию минералов, по конечным членам которая делится на два ряда: R^{3+} — алюможелезистый, R^{2+} — железо-магнезиальный (рис. 1).

В том и другом различаются группы относительно высококремнистых ($Si=3,7-4,0$ ф. е.) и низкокремнистых ($Si=3,4-3,7$ ф. е.) глаукоцитов. Теоретическая сумма октаэдрических катионов для глаукоцитов алюможелезистого ряда колеблется от 1,68 ($Si=4,0$) до 2,25 ф. е. ($Si=3,4$), а для железо-магнезиального ряда — от 2,02 ($Si=4,0$) до 2,53 ($Si=3,4$). Согласно расчетам, высококремнистые глаукоциты должны характеризоваться преимущественно дефектными диоктаэдрическими структурами вычитания, а низкокремнистые — дефектными диоктаэдрическими структурами внедрения с переходом к структуре триоктаэдри-

ческого типа. Вполне отчетливо переходный от ди- к триоктаэдрическому тип структуры глауконита устанавливается по инфракрасным спектрам (Николаева и др., 1974) сходным со спектрами мусковита (алюминиевые глаукониты) или биотита (железо-магнезиальные глаукониты); устанавливаются также спектры переходного типа. Строгая диоктаэдричность, т. е. сумма октаэдрических катионов, равная $2,00 \pm 0,02$ ф. е., — частный случай и не может распространяться на минералы группы глауконита в целом. Минимальный суммарный тетраэдрический плюс октаэдрический положительный заряд в глауконитах алюможелезистого ряда может составлять $+21,1$, максимальный — для глауконитов железо-магнезиального ряда $+21,4$. Суммарный положительный заряд октаэдров и тетраэдров глауконитов значительно превышает таковой в трехкремневых слюдах (обычно $+21,0$ или несколько ниже). Следовательно, содержание межслоевого К в глауконитах не может быть равным 1,0 ф. е., как это имеет место в мусковитах, биотитах, флогопитах и других трехкремневых слюдах. Число ионов К в формуле элементарной полужайки глауконита должно составлять $0,9-0,6$ ф. е. Именно такие содержания (обычно около 0,8 ф. е.) характеризуют так называемые неразбухающие глаукониты, которые собственно и относятся нами к слюдам.

Глауконовыми гидрослюдами (по аналогии с гидратированными мусковитами и биотитами, т. е. гидромусковитами и гидробиотитами) предлагаем считать глаукониты с пониженным, против теоретического, содержанием межслоевого К (в случае отсутствия Са и Na) или с пониженным, против теоретического, суммарным зарядом межслоевых катионов.

Кальциевые и натровые глаукониты выделяются условно по содержанию названных катионов в количестве 0,1 ф. е. и выше в пересчете на элементарную полужайку. Разделить четко анализы этих глауконов не представляется возможным, поскольку очень часто в одних и тех же анализах отмечаются повышенные содержания как Са, так и Na. Na в обеих разновидностях глауконита коррелируется с К отрицательно, что позволяет говорить об изоморфизме этих элементов: $Na \rightarrow K$. К и Na, в отличие от Са, связаны сильной отрицательной связью с Al, намечается изоморфизм Fe^{3+} , Na , $K \rightarrow Al$, Са; $Na \rightarrow Ca$. Положительную связь К с Са в этих глауконитах скорее можно рассматривать как наведенную отрицательной корреляцией К и Са с Na. Вероятнее всего предположить изоморфизм всех трех межслоевых катионов: $K \rightarrow Na \rightarrow Ca$. Кальциевые и натровые глаукониты относятся к алюможелезистому ряду, к группе низкокремнистых глауконов с железистой и алюминистой разновидностями. Высококремнистые разновидности среди них редки. Соотношения катионов в кальций-натриевых глауконитах остаются теми же, что и в калиевых.

По коэффициентам корреляции катионов намечаются изоморфные соотношения элементов, типичные для минералов группы глауконита: гетеровалентные — $2R^{3+} \rightarrow 3R^{2+}$; $SiR^{2+} \rightarrow 2R^{3+}$; $R^{2+} \rightarrow R^{3+}(OH)$; $SiR^{1+} \rightarrow R^{2+}R^{3+}$; изовалентные — $Al^{3+} \rightarrow Fe^{3+}$; $K \rightarrow Na$. Mg и Fe^{2+} коррелируются положительно (рис. 2), образуя минал $Mg \cdot Fe^{2+}$, выступающий в изоморфных замещениях как единое целое. Этим глаукониты (осадочные) принципиально отличаются от типичных гидротермальных триоктаэдрических слюд — биотита, флогопита, в которых наиболее совершенный — изоморфизм $Mg \rightarrow Fe^{2+}$ (Ушакова, 1971), а также от гидротермальных селадонитов, которым изоморфизм $Mg \rightarrow Fe^{2+}$ также свойствен.

Каждая схема гетеровалентного изоморфизма в каждом конкретном случае проявляется по-разному (см. рис. 2). Например, для группы глауконита в целом четко выражена положительная корреляция Fe^{2+} и Mg^{2+} как в терригенных (формационные типы 1 — 8, 21, 22), так и в карбонатных (формационные типы 9—17, 19, 20) формациях. В некоторых

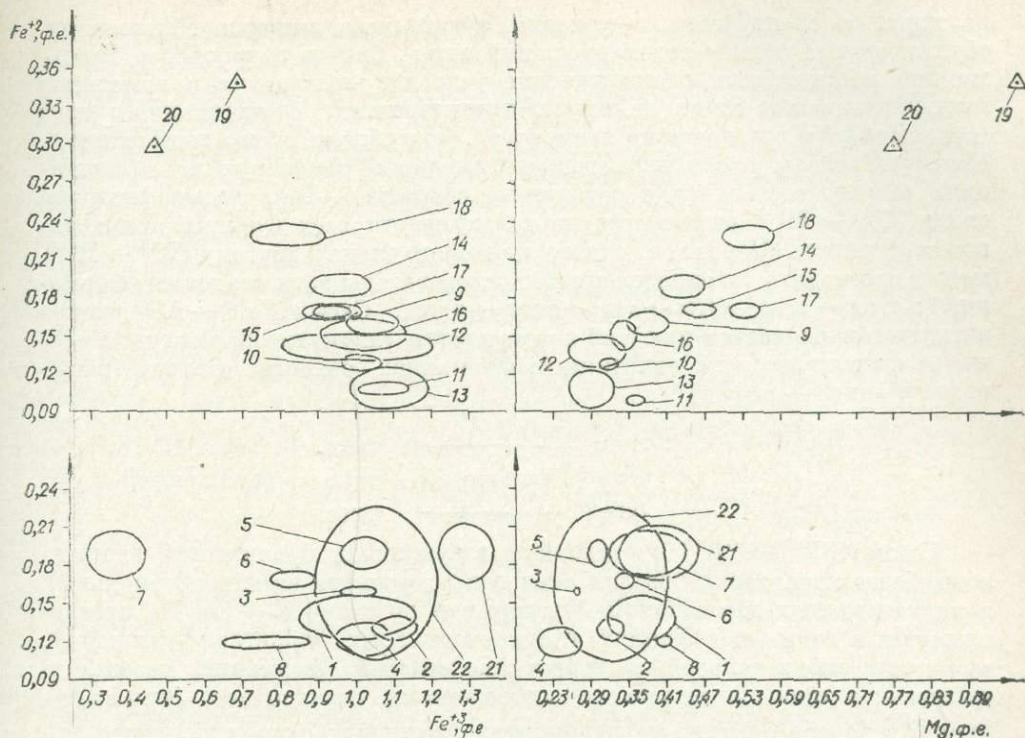


Рис. 2. 95%-ные доверительные эллипсы средних содержаний Mg, Fe²⁺ и Fe³⁺ в формационных типах. Усл. обозн. см. на рис. 1.

формациях (12, 10, 11 или 3, 6, 1, 8) можно получить обратные соотношения двухвалентных катионов, наведенные неравномерным замещением последних трехвалентными. Такому замещению легко подвергается Mg. Соотношения двух- и трехвалентного железа в глауконитах указывают на существование неполного и полного изоморфизма (см. рис. 2): в карбонатных формациях Fe²⁺ и Fe³⁺ коррелируются отрицательно, что обусловлено проявлением полного изоморфизма по схеме $2R^{3+} \rightarrow 3R^{2+}$, а именно Fe³⁺, Al³⁺ \rightarrow Fe²⁺, Mg; в терригенных формациях Fe²⁺ и Fe³⁺ коррелируются положительно в связи с тем, что изоморфизм по той же схеме проявляется ограниченно: Mg минала (Mg, Fe²⁺) замещается Fe³⁺ или Al³⁺, возникают миналы Fe³⁺·Fe²⁺ или Al³⁺·Fe²⁺. Положительная корреляция Fe²⁺ и Fe³⁺ может возникнуть также при одновременном совершенном изоморфизме по схемам $2R^{3+} \rightarrow 3R^{2+}$ и Al³⁺ \rightarrow Fe³⁺ (см. рис. 2, группы 19, 20) в однопипных карбонатных формациях разного возраста, в данном случае — гипсоносно-доломитовых формациях кембрия и рифея. Наконец, отрицательная корреляция Fe²⁺ и Fe³⁺ наблюдается в пределах отдельных формаций в связи с окислением Fe²⁺ и переходом его в трехвалентную форму. Здесь глаукониты отличаются дополнительными особенностями: неравномерно пониженным содержанием Fe²⁺ и суммы октаэдрических катионов при повышенном количестве гидроксильной и молекулярной воды. На разных уровнях организации выборок анализов глауконита (в пределах фации, формации, семейства формаций терригенных и карбонатных, различных формаций одного возраста, одного состава, но разного возраста и всех глауконитов в целом) устанавливаются различные причины вариаций химического состава глауконита: формальные, определяемые структурой минерала и возможными схемами изоморфных замещений, и генетические, связанные со специфическими условиями образования минералов, их вторичными изменениями и возрастом, в понятие которого вкладываются прежде всего

невскрытые специфические условия аутигенного минералообразования, обусловленные общим ходом эволюции атмо-, био- и гидросферы. Поэтому при рассмотрении специфических условий образования и изменения глауконита важно знать не только характеристику формационного типа (содержания и соотношения элементов), но и общую схему изоморфизма. Конечные члены рядов изоморфных замещений фиксируются в формациях разного состава (или различного возраста). Так, изоморфизм по схеме $2R^{3+} \rightarrow 3R^{2+}$ выявляется на совокупности всех формационных типов глауконита. Переход от одного конечного члена к другому ($R^{3+} \rightarrow R^{2+}$) можно проследить по определенной последовательности осадочных формаций*: тгкв \rightarrow тггл \rightarrow тгм \rightarrow тги \rightarrow тгди \rightarrow тггсд. Схема $Fe^{3+} \rightarrow Al^{3+}$ также четко устанавливается для всей совокупности глауконитов; конечные члены ее фиксируются на однотипных формациях разного возраста (фанерозоя и венда — рифея):

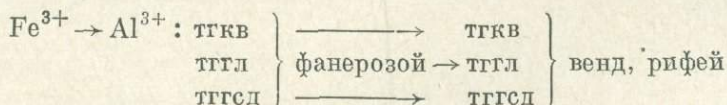


Схема $SiR^{2+} \rightarrow 2R^{3+}$ в осадочных глауконитах проявляется неотчетливо, более характерна она для аналогов глауконита из гидротермальных и магматогенных образований. Изоморфизм по схеме $K \rightarrow Ca, Na$ прослеживается в отдельных фациях глауконитоносных терригенно-глинистой, терригенно-известняковой и терригенно-меловой формаций мезозоя и кайнозоя, а также в группе гидротермальных селадонитов. Замещение $Si \rightarrow R_{IV}^{3+}$ слабо заметно в глауконитах третичных формаций, среди которых распространены высококремнистые разновидности. В более молодых, главным образом современных, а также в древних, вплоть до рифея, глауконитоносных формациях независимо от их состава увеличивается насыщение R_{IV}^{3+} и происходит отчетливое смещение членов к правому концу изоморфного ряда.

Общие черты кристаллохимии глауконитов (соотношение сумм и зарядов катионов разных позиций и общие схемы изоморфизма), а также установленное по статистическим расчетам место каждой формации в определенном ряду (или рядах) изоморфных замещений позволяют более строго оценить первичность и выдержанность состава глауконита конкретной формации. Следует заметить, что эллипсы (см. рис. 2) состава формационных типов 10,15 и особенно 11,17 отклонением от основной линии обязаны сильному окислению глауконитов в терригенно-известняковой формации верхнего мела и известняково-доломитовой формации (Сибирская платформа) нижнего ордовика. Вторичные изменения глауконита в формациях проявляются локально либо регионально, поэтому на представительной выборке анализов глауконита (равномерно по регионам, типам и возрасту) их можно распознать. Общие черты эволюции состава глауконита в истории осадконакопления устанавливаются по схемам изоморфизма элементов в ряду однотипных формаций от современного до рифейского возраста. Типичные для вендских и рифейских формаций конечные члены рядов изоморфных замещений указывают на резкое первичное насыщение глауконитов этого возраста алюминием, литием и фтором (реже хлором). Конечные высокомагнезиальные члены ряда $2R^{3+} \rightarrow 3R^{2+}$ установлены в рифейских и нижнекембрийских отложениях.

Приношу благодарность авторам многочисленных публикаций по минералогии и геологии глауконита, чьи материалы использованы, геологам, минералогам, физикам и математикам, в содружестве с которыми проводилась настоящая работа.

* Условные обозначения формаций см. на рис. 1.

ЛИТЕРАТУРА

Горбунова Л. И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы.— «Труды ИГИН АН СССР. Геол. серия», 1950, вып. 114, № 40.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965.

Казakov Г. А. Исследование пригодности глауконита для определения абсолютного возраста осадочных пород. Автореф. канд. дис. М., 1962.

Косовская А. Г., Дриц В. А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слоистых минералов осадочных пород.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.

Махнин В. А. К минералогии глауконитов олигоценовых отложений Украинского кристаллического массива.— «Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва», 1951, № 5.

Михеев В. И. Влияние изоморфного замещения в слюдах на характер дебаеграмм.— «Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва», 1954, № 8.

Николаева И. В. Минералы группы глауконита и эволюция их состава.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

Николаева И. В., Ковалева Л. Г., Сузаренко А. В. Эволюция химического состава и классификация минералов группы глауконита.— В кн.: Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М., «Наука», 1971.

Соколова Е. П. Некоторые структурные и кристаллохимические особенности минералов группы глауконита.— В кн.: Минералог. сб. 2, ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1961, вып. 45.

Ушакова Е. Н. Биотиты метаморфических пород. М., «Наука», 1971.

Шатский Н. С. Фосфоритовые формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Советские осадочные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Burst I. E. Mineral heterogeneity in "glauconite" pellets.— "Amer. mineral.", 1958, v. 43, N 5—6.

Foster M. D. Studies of celadonite and glauconite.— "US. Geol. Surv. Prof. Paper", 1969, 614—F.

Hendricks S. B., Ross C. S. The chemical composition and genesis of glauconite and celadonite.— "Amer. mineral.", 1941, v. 26, N 12.

Shutov V. D., Katz M. Ya., Drits V. A., Sokolova A. L., Kazakov G. A. Crystallochemical heterogeneity of glauconite as depending on the conditions of its formation and postsedimentary changes.— In: Proceedings, 1972, International Clay Conference. Madrid, 1973.

Smulikowski K. The problem of glauconite.— "Archiwum miner., PAN", 1954, t. XVIII, z. 1.

Н. А. Лисицына, Г. Ю. Бугузова

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ОКЕАНИЧЕСКИХ ЦЕОЛИТОВ

Минералы группы цеолитов привлекают все большее внимание исследователей благодаря их широкому развитию в вулканических и осадочных образованиях разного генезиса и применению во многих отраслях промышленности. Исследователями разных стран установлено массовое распространение и высокие концентрации цеолитов в пелагических осадках океана. Ведущая роль в миоценовых отложениях принадлежит филлипситу, в более древних породах эоцена — мела, по данным глубоководного бурения, широко развит клинофиллолит (Murray, Renard, 1884, 1891; Arrhenius, 1963; Bonatti, 1963, 1965; Скорнякова, Петелин, 1967; Peterson e. a., 1970; Sheppard e. a., 1970; Galli, Ghittoni, 1972; и др.).

Несмотря на значительный прогресс в изучении цеолитов, многие коренные вопросы их генезиса остаются неясными. Распространенная точка зрения на происхождение океанических филлипситов высказана Аррениусом (1963) и Бонатти (1963, 1965), которые связывают цеолитообразование с процессами палагонитизации продуктов основного вулканизма. На это указывают, по их мнению, парагенетические ассоциации филлипсита со смектитами и палагонитом в осадках южной части Тихого океана. Исследования цеолитов на литологическом профиле от берегов Японии до Мексиканского побережья Северной Америки выявили но-

вые факты, касающиеся особенностей их распространения, форм нахождения и соотношений с вмещающими осадками. Полученные данные позволяют по-новому интерпретировать некоторые вопросы генезиса океанических цеолитов.

Профиль через Тихий океан общей протяженностью более 40 тыс. км пересекает различные литолого-фациальные зоны, закономерно сменяющие друг друга в направлении от берега к пелагиали (рис. 1). Прибрежные песчано-алевритовые и гравийные осадки (I) состоят в основном из переотложенных продуктов андезитового вулканизма. В пелагическом направлении они сменяются более тонкими кремнисто-глинистыми и слабокарбонатными илами гемипелагической зоны (II). Прибрежные и гемипелагические осадки (I и II) покрывают относительно небольшую часть океанического дна и прослеживаются в виде узких полос вдоль западного и восточного берегов океана. Дальше от берегов по периферии пелагической зоны развиты глины переходного типа (III), содержащие прослой пеплов. В центральной ее части выделяются пелагические «красные» глины глубоководных котловин (IVA, B), осадки подводных поднятий (IVB) и архипелагов (IVГ). Максимальные площади занимают наиболее тонкие осадки глубоководных впадин. К ним и приурочена главная масса океанических цеолитов. В краевых частях котловин развиты красные глины с примесью пеплового материала, преимущественно алевритовой размерности. Пепловые частицы не образуют прослоев, а распределены в массе ила в виде микролинз, включений и скоплений неправильной формы. В красных глинах с цеолитами (IVB) количество алевритовых пепловых частиц убывает до минимума. Тем не менее можно предполагать присутствие пеплового материала в пелитовой фракции этих осадков. Действительно, по мере удаления от вулкана гранулометрический состав пеплов меняется закономерно, и на расстоянии 1500 км и дальше выпадают частички менее 0,004 мм (Lisitzin, 1972). Известно также, что при наземных извержениях 3/4 выбрасываемых частиц приходится на пелит (Мархинин, 1966). Поскольку цеолитосодержащий осадок состоит из самого тонкого материала, количественное содержание в нем пирокластики методически трудно определимо. Однако на рентгенодифрактограммах постоянно фиксируется рентгеноаморфная фаза, скорее всего отражающая присутствие тонкодисперсной пирокластики.

В центральных частях котловин содержание цеолитов резко возрастает и достигает местами 50% осадка. Цеолитовые глины (IVB) покрывают обширные площади океанического дна. В Северо-Восточной котловине они присутствуют на протяжении более 2500 км по профилю. Кроме глубоководных котловин пелагической зоны цеолиты развиты в тонких глинистых илах во впадинах между подводными горами гряды Маркус-Неккер (IVB). Кроме филлипсита, обычного для глинистых илов, присутствует натролит, переотложенный из гидротермально измененных базальтов океанического дна. Биогенно-терригенным осадкам Гавайского архипелага, обогащенным основной пирокластикой, цеолиты не свойственны. Они встречаются лишь в отдельных прослоях красных глин.

Таким образом, массовое развитие филлипсита связано с определенным литолого-фациальным типом осадков — с пелагическими красными глинами внутренних частей глубоководных котловин (цеолитовые глины по Скорняковой и Мурдмаа, 1968). Скорости накопления этих осадков в океане минимальны — менее 1 и 1—3 мм в 1000 лет (см. рис. 1). За пределами пелагических глубоководных котловин филлипсит встречается локально на подводных поднятиях в тонких глинистых илах межгорных впадин. Необходимо отметить, что распространение цеолитов в целом не зависит от локализации очагов подводного вулканизма или выходов палагонитизированных базальтов на дне. Оно значительно шире и выходит далеко за пределы этих областей. Отсутствует также связь цеолитов с составом глинистых минералов вмещающих осадков. Например, цеолиты

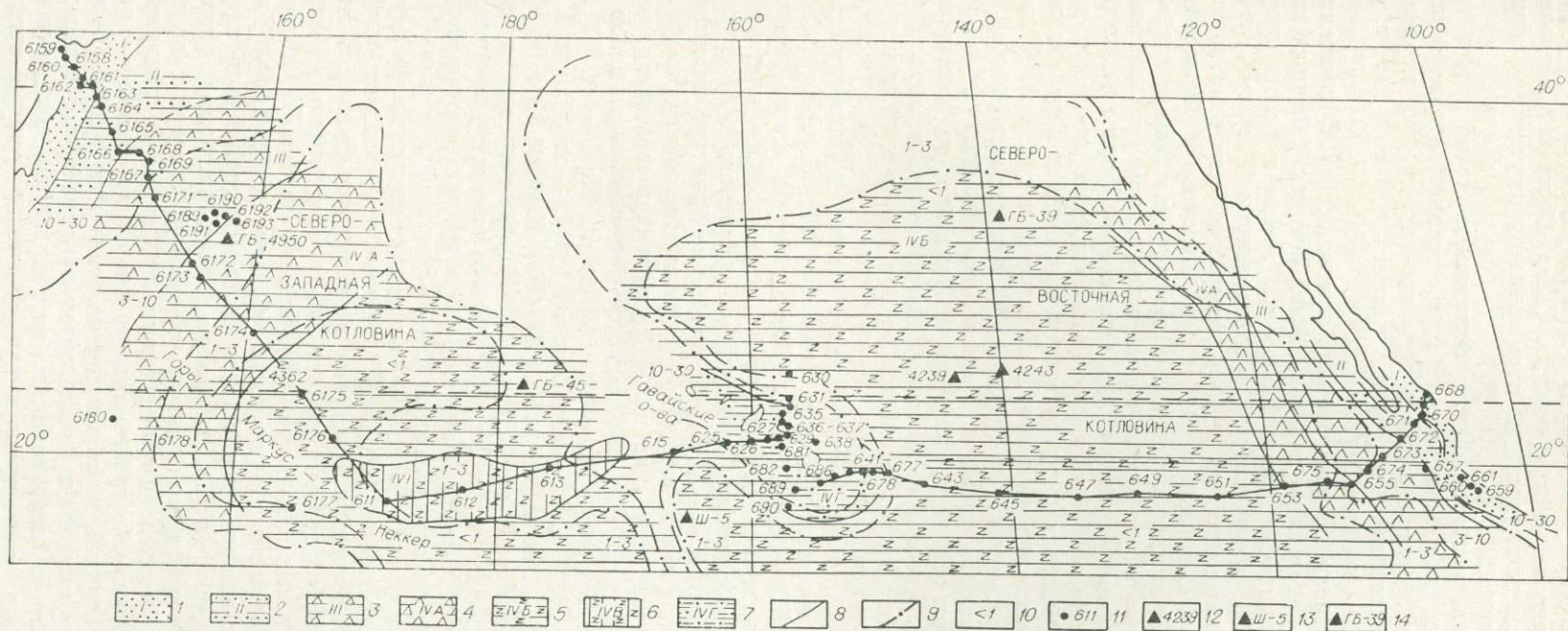


Рис. 1. Локализация цеолитов в поверхностном слое осадков на литологическом профиле через Тихий океан.

Литолого-фациальные типы осадков: 1 — прибрежные вулканогенно-терригенные и биогенно-терригенные и биогенно-терригенные и биогенно-терригенные и биогенно-терригенные осадки (I); 2 — гемипелагические глинистые и глинисто-кремнистые илы (II); 3 — пелагические глины переходного типа (III); 4 — пелагические красные глины-глубоководных котловин (IV A); 5 — то же, с цеолитами и Fe-Mn конкрециями на поверхности (IV B). Пелагические осадки поднятий: 6 — глинистые илы с прослоями фораминиферо-кокколитовых и примесью переротложенных базальта подводных гор Маркус-Неккер; 7 — обломочно-карбонатные и кремнисто-глинистые илы района Гавайского архипелага (IV C); 8 — границы литолого-фациальных зон; 9 — границы областей с разной скоростью седиментации; 10 — скорости седиментации; 11 — геологические станции 46-го рейса и/с «Витязь» (6158—6193) и 9-го рейса и/с «Дмитрий Менделеев» (611—690); 12 — станции из работы Скорняковой, Мурдмаа (1968); Петелина (1970); 13 — станции из работы Shepparda e. a. (1970); 14 — станции глубоководного бурения.

в Северо-Западной котловине и подводных горах Маркус-Неккер приурочены к существенно гидрослюдистым илам. В Северо-Восточной котловине на всем ее протяжении гидрослюды и смектиты присутствуют примерно в равных количествах.

Те же особенности распространения филлипсита четко видны не только в поверхностном слое, но и во всей толще осадков, вскрытой колонками, следовательно, сохраняются в течение длительного периода времени. Для пелагической зоны мы можем говорить о 5 млн. лет, т. е. от позднего плиоцена до современности.

Для понимания условий формирования океанического филлипсита интересны формы его нахождения в пелагических осадках. Обычно филлипсит образует скопления неправильной формы, гнезда и линзы полупрозрачных кристаллов, неравномерно распределенные в массе глин. В отдельных пачках мощностью до 1—2 м содержание минерала достигает 50%, такие глины называют цеолитовыми. Участки, обогащенные филлипситом, по форме сходны со скоплениями пирокластики в глинах с пепловым материалом. Встречаются также инкрустации кристалликов филлипсита по стенкам микропустот и пор. Отмеченные формы нахождения цеолитов развиты массово и повсеместно на широких площадях пелагических котловин. Филлипсит присутствует в осадках в виде отдельных кристаллов алевритовой размерности, двойников и сростков. Показатель преломления колеблется от 1,483 до 1,500. В массе ила кристаллы полупрозрачны и замутнены глинистой примесью, захваченной в процессе роста. В пустотах они водянопрозрачны. Локально, на подводных поднятиях, в областях развития базальтовых лав встречаются скопления кристалликов филлипсита, развивающиеся по продуктам палагонитизации и выветрелым обломкам базальта.

Изучение немногочисленных литературных данных по химическому составу океанических цеолитов (Murray, Renard, 1891; Goldberg, 1961; Rex, 1967; Петелин, 1970; Sheppard e. a., 1970), а также шести анализов, выполненных химической лабораторией Геологического института АН СССР, показало относительное постоянство отношения Si/Al, в элементарной ячейке равного 2,44—2,87. Это отношение присуще океаническим филлипситам. Оно заметно отличается у филлипситов изверженных пород (1,3—2,4) и в меньшей степени у филлипситов щелочных озер (2,6—3,4) (Sheppard e. a., 1970). Что касается содержания катионов в цеолитах, то они колеблются в широких пределах: Na₂O — от 0,3 до 9,3%, K₂O — от 2,2 до 12,3, CaO — от 0,2 до 5,5, MgO — от 0,02 до 3,8, BaO — от 0,07 до 10%. Отношение (Na+K)/(Na+K+Ca+Mg+Ba) в элементарной ячейке меняется от 0,21 до 0,91. Характерно, однако, количественное преобладание K над Na. Необходимо отметить определенную тенденцию к увеличению содержания BaO в цеолитах на профиле в направлении с запада на восток. Так, в Северо-Западной котловине Ba в филлипситах не обнаружен. Восточнее в осадках поднятия Маркус-Неккер цеолиты содержат около 5% BaO, к востоку от Гавайских островов до 10% и более. Рентгенометрические исследования показали, что цеолиты в западной части профиля представляют собой типичные филлипситы, а восточнее в них появляются рефлексy гармотома. Цеолиты в восточной части профиля относятся, таким образом, к филлипсит-гармотомовому ряду. Обогащение филлипситов Северо-Восточной котловины барием, по-видимому, закономерно. Во всяком случае, имеются и другие признаки участия Ba в аутигенном минералообразовании в осадках на северном продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия. В глинистых плах колонки 655 недавно обнаружен аутигенный барит, возникновение которого связано с воздействием эксгальций на осадочную толщу (Бутова и др., 1975). Накопление Ba в филлипситах в направлении с запада на восток к районам с проявлениями эксгальтивной деятельности позволяет рассматривать этот минерал как индикатор условий среды.

Изложенные данные об условиях распространения, фацальной ло-

кализации, формах нахождения и составе океанических филлипситов противоречат гипотезе их происхождения, развиваемой Аррениусом, Бонатти и многими другими исследователями (Arrhenius, 1963; Bonatti, 1963; 1965; Rex, 1967; Скорнякова, Мурдмаа, 1967, 1968; и др.). В основу этой гипотезы положены представления о возникновении филлипситов за счет подводной палагонитизации базальтов и их туфов. По мнению этих авторов, филлипсит образуется в областях подводного вулканизма в ассоциации с палагонитом, нонтронитом и смектитами, количество которых не зависит от скоростей осадконакопления.

Изучение цеолитов в осадках трансокеанского профиля показывает, что область их распространения в пелагической зоне океана выходит далеко за пределы районов проявления базальтового вулканизма. Отсутствие обязательной связи цеолитообразования с подводной палагонитизацией вулкаников заставляет пересмотреть вопрос о генезисе океанических филлипситов. Наблюдение за осадками позволяет предположить, что в центральных частях глубоководных котловин филлипситы образуются за счет разложения тонкодисперсной пирокластике риолит-дацит-андезитового ряда. В пользу этого предположения свидетельствует, как нам кажется, фациальная локализация цеолитов, распространившихся в самых тонких илах глубоководных впадин с минимальными скоростями седиментации. Вмещающие илы более чем на 90% состоят из частиц пелитовой размерности. Глинистое вещество вмещающих илов не принимает активного участия в цеолитообразовании, поскольку состав глинистых минералов в цеолитсодержащих и разделяющих их бесцеолитовых пачках одной и той же колонки практически одинаков. Высокая степень измельчения пирокластике в пелагических осадках в сочетании с длительностью ее контакта с сильно щелочными иловыми водами в условиях минимальных скоростей осадконакопления — главный фактор в формировании аутигенных филлипситов. Можно предположить, что пирокластике, участвующая в цеолитообразовании, состояла из риолит-дацитового стекла, поскольку стекла часто наблюдаются в осадках северной половины океана (Horn e. a., 1969; Репечка, 1973). Основная пирокластике, присутствующая в осадках локально, в районах действия базальтового вулканизма также принимала участие в цеолитообразовании, но играла подчиненную роль. Ориентировочные расчеты, выполненные методом элемента-свидетеля (малоподвижный Al), показали, что при разложении пирокластике и образовании филлипсита выносятся преимущественно SiO_2 , CaO и Na_2O и привносятся K_2O , BaO, H_2O . Mg ведет себя менее определенно, что, по-видимому, связано с различиями в составе первичного материала. Существенно разные соотношения основных компонентов исходного стекла и новообразованных цеолитов, как и ранее отмеченное отсутствие четкой зависимости между отношениями Si/Al и $(\text{Na}+\text{K})/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Ba})$ в филлипситах, свидетельствуют, по всей вероятности, о ведущей роли растворения стекла и дальнейшей кристаллизации цеолитов из поровых растворов. Такое же мнение высказано Хеем и др. (Hau, 1966; Deffeyes, 1959). Присутствие хорошо окристаллизованных новообразований филлипсита в микропустотах и массе глинистого ила также находится в соответствии с этим предположением.

Соотношения цеолитов с микроконкрециями Fe—Mn показывают, что цеолитизация предшествовала образованию конкреций, поскольку цеолиты часто оказываются запечатанными внутри микростяжений. Эти наблюдения свидетельствуют о связи цеолитообразования с самой ранней стадией диагенеза. Результаты изучения цеолитов на трансокеанском профиле показывают, что массовое образование филлипсита на площадях пелагических котловин связано с диагенетической переработкой тонкодисперсной пирокластике в условиях минимальных скоростей седиментации. Необходимо отметить, что это не единственный путь формирования цеолитов в океанах. Так, в областях подводных поднятий с характерны-

ми для них проявлениями основного вулканизма (горы Маркус-Неккер и др.) филлипситы формируются при палагонитизации и разложении обломков базальта в толще красных глин. Цеолиты, связанные с продуктами базальтового вулканизма, известны и на других подводных поднятиях: Гайот Сильвания, Маршалловы острова, поднятие о-ов Тубуаи-Кука (южная группа) (Bonatti, 1963, 1965; Скорнякова и Петелин, 1967; Rex, 1967; Скорнякова и др., 1971). Отсюда следует, что в осадках подводных поднятий океана образование филлипсита происходит также при палагонитизации и выветривании перестроенных продуктов базальтового вулканизма.

Таким образом, можно выделить океанические филлипситы глубоководных котловин и подводных поднятий. Первые распространены на широких площадях пелагической зоны, вторые развиты локально в областях проявления базальтового вулканизма. Широкое развитие филлипсита на площадях с минимальными скоростями осадконакопления подтверждается и данными глубоководного бурения (Initial Reports..., 1970—1973). Анализ опубликованных материалов по 56 скважинам, пробуренным в V, VI, VII, XVI и XVII рейсах «Гломар Челленджера», позволяет составить схемы распространения цеолитов в зависимости от скоростей осадконакопления в послемiocеновых осадках (рис. 2, а) и в более древних, преимущественно верхнемеловых породах (рис. 2, б). Данные по скоростям осадконакопления в кайнозое и мезозое заимствованы из работы А. П. Лисицына (1974). Господствующий минерал в кайнозойских осадках вплоть до миоцена, а иногда и верхнего олигоцена — филлипсит. Область его распространения не выходит за пределы площадей со скоростями < 1 и $3-10$ мм в 1000 лет, причем на площадях, где скорости минимальны ($< 1-1-3$ мм в 1000 лет), это единственный аутигенный цеолит. При возрастании скоростей до $3-10$ мм в 1000 лет кроме филлипсита в донных отложениях появляется клиноптилолит, содержание которого невелико, от 1 до 5% осадка. Ближе к берегу при скоростях осадконакопления > 10 мм в 1000 лет клиноптилолит — господствующий цеолит. Содержание его возрастает до 10—20%. В более древних главным образом верхнемеловых породах (см. рис. 2, б) филлипсит практически отсутствует, а клиноптилолит широко распространен. Важно отметить, что и в мелу клиноптилолит пользуется преимущественным развитием в областях со скоростями седиментации более 3 мм в 1000 лет.

Материалы глубоководного бурения позволяют также наметить общие закономерности распределения разных цеолитов в связи с неодина-

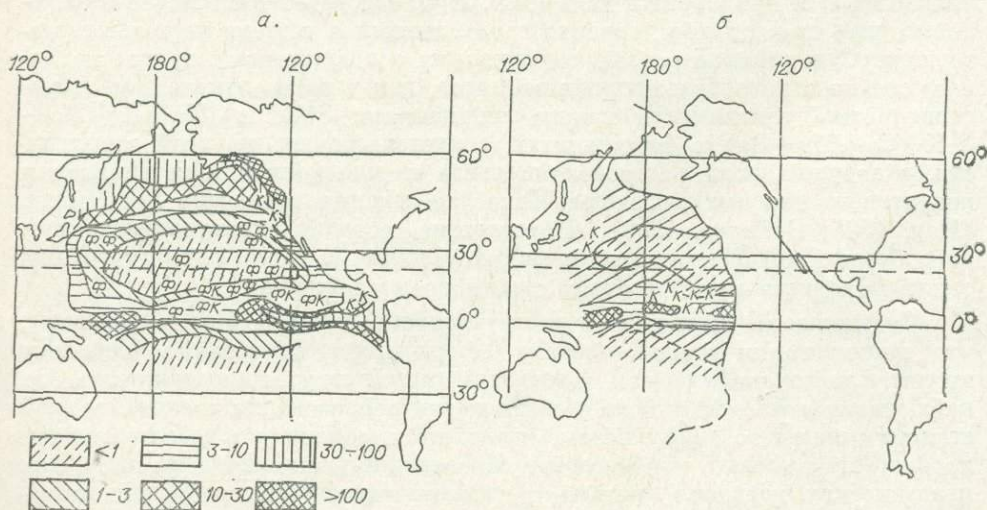


Рис. 2. Распределение цеолитов в осадках Тихого океана и скорости осадконакопления (в мм за тыс. лет).

а — в кайнозое (голоцен-миоцен); б — в мезозое (преимущественно верхний мел); ф — филлипсит; к — клиноптилолит.

ковыми типами осадков и осадочных пород. Если филлипситу свойственна приуроченность к определенным типам пелагических илов (цеолитовые красные глины), то клиноптилолит встречается в более широком спектре осадков и пород от красных глин, глинисто-кремнистых и карбонатных илов до вулканокластических алевролитов, песчаников и брекчий. Разная территориальная и фациальная локализация филлипсита и клиноптилолита, проявляющаяся в масштабах Мирового океана, свидетельствует скорее о первичности формирования этих цеолитов на разных стратиграфических уровнях, чем о массовом преобразовании филлипсита в клиноптилолит в постдиагенетическую стадию изменения осадка. Дополнительный аргумент в пользу первичности формирования аутигенных цеолитов в мезозойских и в кайнозойских отложениях — постоянное и повсеместно наблюдаемое различие преобладающих размеров кристаллов филлипсита (0,01—0,1) и клиноптилолита (0,001—0,005 мм). Для окончательного решения вопроса о причинах вертикальной стратификации аутигенных цеолитов в осадках Мирового океана необходимы дополнительные исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Волков И. И., Глаголева М. А., Дубченко И. Ю. Признаки оксидативной деятельности в осадках Тихого океана к югу от Калифорнийского залива.— «Литология и полезные ископаемые», 1975, № 5.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.
- Петелин В. П. Минералогия песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана. Тихий океан. М., «Наука», 1970.
- Марджини Е. К. Роль вулканических продуктов в формировании земной коры.— В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966.
- Репечка М. А. Тепловые прослои в донных отложениях Японского моря в северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Океанологические исследования. М., «Наука», 1973, № 23.
- Скорнякова Н. С., Петелин В. П. Осадки центрального района южной части Тихого океана.— «Океанология», 1967, т. VIII, № 6.
- Скорнякова Н. С., Мурдма И. О. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана.— «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 6.
- Скорнякова Н. С., Мурдма И. О., Горбунова Н. Н., Зенкевич Н. Л. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана. История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Arrhenius G. O. S. Pelagic sediments.— “Sea”, 1963, v. 3.
- Bonatti E. Zeolites in Pacific pelagic sediments.— “Transact. of the New York Acad. of Sci. Ser. II”, 1963, v. 25, N 8.
- Bonatti E. Palagonite, hyaloclastite and alternation of volcanic glass in the ocean.— “Bul. Volcanologique”, 1965, t. XXVIII.
- Deffeyes K. S. Zeolites in sedimentary rocks.— “J. Sedimentary Petrol”, 1959, v. 29, N 4.
- Galli E., Ghittoni A. G. L. The crystallochemistry of phillipsites.— “Amer. mineralogist”, 1972, v. 57.
- Goldberg E. D. Chemical and mineralogical aspects of deep-sea sediments.— “Phys. Chem. Earth”, 1961, N 4.
- Hay R. L. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks.— “Geol. Soc. Amer. Spec. Papers”, 1966, v. 85.
- Horn D. R., Delach M. N., Horn B. M. Distribution of volcanic Ash layers and turbidites in the North Pacific.— “Bul. Geol. Soc. America”, 1969, v. 80, N 9.
- Initial Reports of Deep Sea Drilling Project. 1970—1973.
- Lisitzin A. P. Sedimentation in the world Ocean. Tulsa, 1972.
- Murray J., Renard A. F. On the nomenclature, origin and distribution of deep-sea deposits.— “Proc. Roy. Soc. Edinburgh.” 1884, N 12.
- Murray J., Renard A. F. Report on the deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H. M. S. “Challenger” in the years 1872 to 1876, 1891.
- Peterson M. N. A., Von der Borch Ed. N. T., Rex R. W. Initial reports deep Sea Drilling Project, 1970, v. 2.
- Rex R. W. Authigenic silicates formed from basaltic glass by more than 66 million years, contact with sea water, Sylvania Guyot, Marshall Islands, Claysaa.— “Clay Minerals, Proc. Nat. Conf.”, 1967, v. 15.
- Sheppard R. A., Gude A. J. III. John I Griffin. Chemical composition and physical properties of phillipsite from the Pacific and Indian oceans.— “Amer. mineralogist”, 1970, v. 55.

А. М. Акрамходжаев

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ФЕРГАНСКОГО МЕЖГОРНОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАСЕЙНА

Ферганский седиментационный бассейн (впадина) по структурно-тектоническому положению и величине занимает особое место среди межгорных впадин Тянь-Шаня. Это одна из крупнейших альпийских мегасинклиналей Западного Тянь-Шаня, в строении которой принимают участие отложения палеозоя (фундамент) и мезокайнозоя (осадочный чехол). На границе между фундаментом и осадочным чехлом фрагментарно развиты недислоцированные осадочные образования позднепермского возраста, относимые большинством исследователей к переходному комплексу.

Особенности развития Ферганской впадины в отличие от остальных впадин Тянь-Шаня заключаются в ее древнем заложении и в открытой связи в отдельные этапы мезокайнозойской истории с морскими бассейнами — Туранским на западе и Таримским на юго-востоке, а также в разнотипности геологического развития и строения горных сооружений, обрамляющих ее с северо-запада, востока и юга.

Как крупная отрицательная геоструктурная единица, Ферганская впадина возникла в палеозойскую эру, но основные черты ее строения были сформированы в мезозойско-кайнозойский период развития, в течение которого выделяются два этапа — платформенный (триас — нижний олигоцен) и орогенный (средний олигоцен — нижний антропоген). Окончательно впадина оформилась в среднем олигоцене. Размеры ее составляют 350×170 км.

Мезокайнозойские отложения Ферганского седиментационного бассейна представляют собой сложный комплекс разнообразных осадочных пород, начиная от грубообломочных (конгломераты, брекчии, гравелиты) и кончая углями и солями (карбонаты, сульфаты), свидетельствующих о различных, неоднократно сменявшихся условиях осадконакопления в течение мезокайнозоя (см. рисунок 1).

Конец палеозойского этапа развития и начало мезозойского на большей части Ферганской впадины характеризуются перерывом в осадконакоплении. Осадки нижнего триаса отмечены только в одном пункте, средний триас отсутствует, в верхнем триасе возникают незначительные по размерам впадины, которые становятся областями накопления пролювиально-делювиальных осадков. На остальной территории в течение нижнего мезозоя происходили процессы выветривания сначала в условиях сухого жаркого климата, а затем (в верхнем триасе) увлажненного.

Увлажнение климата, начавшееся в эрте, способствовало превращению временных потоков триаса в постоянные речные водотоки, а также возникновению новых речных артерий и расширению областей аккумуляции осадков в нижнеюрский период. Различные районы Ферганской впадины втягивались в осадконакопление разновременно, что свидетельствует о дифференцированной направленности вертикальных колебательных движений, обусловивших своеобразный характер распределения мощ-

ностей и литологических комплексов на ее территории. Крайние участки Ферганской впадины характеризуются большей амплитудой прогибания, компенсированного накоплением значительных мощностей терригенных преимущественно крупнообломочных осадков. В более удаленной от обрамления зоне фиксируется спокойный характер седиментации, значительно меньшие мощности и платформенный тип осадков.

Юрская толща носит все черты континентального генезиса и представлена как наземно-равнинными, так и подводно-равнинными фациями. Наблюдается зональность распределения фациальных типов осадков. От периферии к центру впадины происходит смена наземно-равнинных преимущественно аллювиальных песчано-конгломератовых и песчано-глинистых отложений, содержащих нередко прослой углей и углистых глин, мелководными и относительно глубоководными озерными осадками.

Формирование пород наземно-равнинных фаций происходило преимущественно в субаэральных условиях, о чем свидетельствует наличие гидроокислов железа, барита, каолинита, обилие гуминовых кислот, низкое содержание битуминозного органического вещества. Условия формирования озерных (субаквальных) осадков менялись от окислительных и слабоокислительных в мелководной зоне до слабовосстановительных и восстановительных в более глубоководной зоне. В породах второй зоны присутствуют пирит, лептохлорит, сидерит, аутигенные титановые минералы, монтмориллонит, смешанослойные образования; отмечается повышенное содержание рассеянного органического вещества, обогащенно битуминозными компонентами, и низкое содержание гуминовых кислот.

В меловом цикле седиментации преобладают субаквальные континентальные и морские образования, среди которых выделяются типично морские, лагунные и наземные фациальные комплексы, сложенные от различных типов красноцветных конгломератов и песчано-алеврито-глинистых пород до карбонатов и сульфатов.

Распределение по разрезу аутигенных форм серы и железа, минеральных новообразований, глинистых минералов, рассеянного органического вещества и его качественный и количественный состав свидетельствуют о периодической смене окислительных условий седиментации восстановительными на протяжении мелового периода. Как правило, окислительные условия связаны с регрессивными сериями осадков, а восстановительные — трансгрессивными.

В палеогеновой истории геологического развития Ферганской впадины выделяются два этапа — палеоцен-нижнеолигоценый и верхнеолигоценый. В начале первого накапливались преимущественно сульфатные образования. В дальнейшем преобладание нисходящих движений привело к господству морских условий седиментации и накоплению карбонатных и песчано-алеврито-глинистых пород. Климат был жарким аридным.

Со среднего олигоцена начинается новый этап в истории развития впадины, характеризующийся резким изменением тектонического режима, в результате чего обширная территория впадины превратилась в постплатформенную орогеническую область.

С усилением восходящих движений море покидает территорию впадины, и она превращается в область континентального осадконакопления, где происходит отложение типичных моласс, представленных красноцветными разногалечными конгломератами, гравелитами, песчаниками и редкими прослоями глин в условиях жаркого аридного климата, в окислительной обстановке. Подобные условия седиментации сохранились в течение всего неогена и нижнего антропогена.

Скорости накопления осадков на территории впадины были неоднородны в различные эпохи геологической истории. В начале (нижний триас) и в конце (палеоцен-нижний олигоцен) платформенного этапа развития скорости накопления осадков были незначительными и составляли 0,008—0,009 мм/год. Скорость осадконакопления в юрско-меловой период

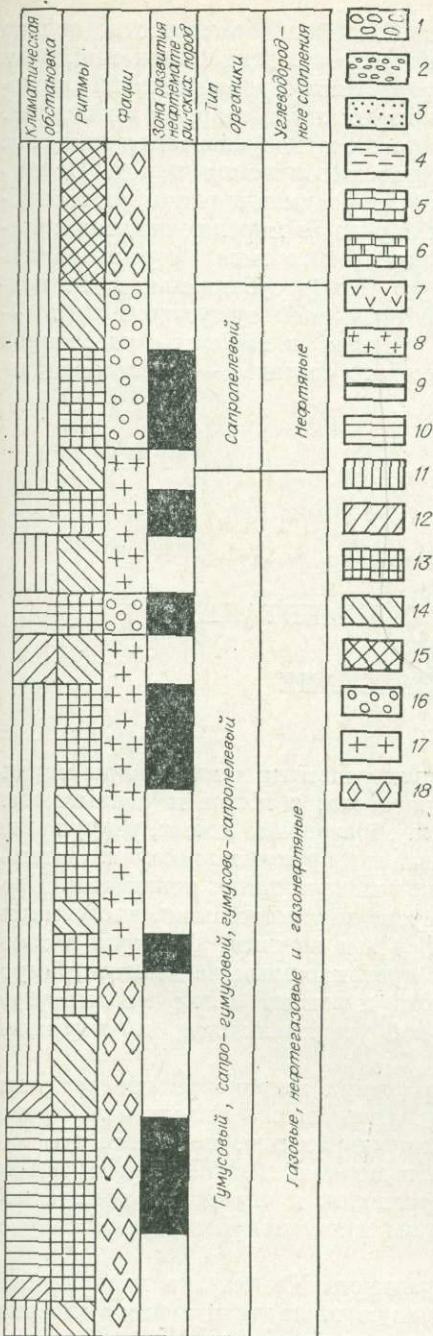
Группа Система Отдел Ярус Мощность Литологическая колонка	Краткое литологическое описание пород	Скорость седиментации	Характер колебательных движений		
			поднятия	опускания	
М/млн. лет	мм/год	←	→		
Мессоязская Юрская	Тришатовая Низ. Ярус 100-250 40-140	Песчано-глинистые и песчано-конгломератные породы с углем	2,51	0,002 - 0,02793	
Мессоязская Юрская	Ниж. Ярус 100-250 40-140	Пестроцветные и красноцветные глины с редкими прослоями песчаников и гравелитов	2,235	0,002 - 0,0285	
Мессоязская Юрская	Ниж. Ярус 100-250 40-140	Чередование глин, песчаников и алевролитов преимущественно серого цвета	2,51	0,002 - 0,02793	
Мессоязская Юрская	Ниж. Ярус 100-250 40-140	Песчано-глинистые и песчано-конгломератные породы с углем	2,51	0,002 - 0,02793	
Мессоязская Юрская	Ниж. Ярус 100-250 40-140	Пестроцветные глины, песчаники, реже конгломераты и гравелиты. Отмечаются углистые включения	2,235	0,002 - 0,0285	
Мессоязская Юрская	Ниж. Ярус 100-250 40-140	Красноцветные песчано-конгломератные породы	1,18 - 25,75	0,018 - 0,02575	
Мессоязская Юрская	Ниж. Ярус 100-250 40-140	Розовые известняки с прослоями глин и алевролитов. В верхней части доломиты с гилсами. В Северной Ферганае - известняки, песчаники, гравелиты	1,18 - 25,75	0,018 - 0,02575	
Мессоязская Юрская	Ниж. Ярус 100-250 40-140	Конгломераты, песчаники, глины, известняки	2,0 - 47,5	0,002 - 0,0475	
Мессоязская Юрская	Ниж. Ярус 100-250 40-140	Доломиты с пропластками песчаников, алевролитов и глин. В нижней части - ракушечники, осетяки и зеленовато-серые доломиты с прослоями глин, известняков	2,0 - 47,5	0,002 - 0,0475	
Мессоязская Юрская	Ниж. Ярус 100-250 40-140	Бурые песчаники с прослоями глин; наблюдается переход в грубообломочные породы	5,67 - 9,0	0,00267 - 0,009	
Кайнозойская Палеогеновая	Палеогеновая Мисцен. Плиоцен 70-2000 470-3000	В верхней части - известняки, глины, реже песчаники. В нижней части гипсы, глины. На западе впадины - песчаники, глины	4,67 - 66,67	0,00533 - 0,00457	
Кайнозойская Палеогеновая	Палеогеновая Мисцен. Плиоцен 70-2000 470-3000	В верхней части - заизвесткованные доломиты, песчаники, глины, затем пласты гипсы, глины. В зеленовато-серых доломитов, песчаников, алевролитов, глин	5,67 - 9,0	0,00267 - 0,009	
Кайнозойская Палеогеновая	Палеогеновая Мисцен. Плиоцен 70-2000 470-3000	Глины зеленого цвета с прослоями карбонатных пород в средней части. На западе впадины встречены конгломераты	5,67 - 9,0	0,00267 - 0,009	
Кайнозойская Палеогеновая	Палеогеновая Мисцен. Плиоцен 70-2000 470-3000	Глины, мергели, гипсы с прослоями известняков, глинистых песчаников	5,67 - 9,0	0,00267 - 0,009	
Кайнозойская Палеогеновая	Палеогеновая Мисцен. Плиоцен 70-2000 470-3000	Песчаники с прослоями глин серо-зеленые на юге и краснобурые в остальной части впадины. В основании мергели, глины с ядрами пеллиц - под и гастрол	5,67 - 9,0	0,00267 - 0,009	
Кайнозойская Палеогеновая	Палеогеновая Мисцен. Плиоцен 70-2000 470-3000	Чередование разновалечных конгломератов, гравелитов, песчаников и глин. На северо-западе - соленосно-гипсовая толща	4,67 - 66,67	0,00533 - 0,00457	
Кайнозойская Палеогеновая	Палеогеновая Мисцен. Плиоцен 70-2000 470-3000	Конгломераты чередующиеся с гравелитами, песчаниками, глинами	4,67 - 66,67	0,00533 - 0,00457	
Кайнозойская Палеогеновая	Палеогеновая Мисцен. Плиоцен 70-2000 470-3000	Краткое литологическое описание пород	4,67 - 66,67	0,00533 - 0,00457	
Кайнозойская Палеогеновая	Палеогеновая Мисцен. Плиоцен 70-2000 470-3000	Скорость седиментации	4,67 - 66,67	0,00533 - 0,00457	
Кайнозойская Палеогеновая	Палеогеновая Мисцен. Плиоцен 70-2000 470-3000	Характер колебательных движений	4,67 - 66,67	0,00533 - 0,00457	

Характеристика осадочных отложений

Литологическая характеристика отложений: 1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — песчаники; 7 — гипсы; 8 — соли; 9 — уголь; климатическая обстановка: 10 — гумидная; 11 — аридная; 12 — регрессивный; 13 — смена трансгрессивных и регрессивных; фауна: 14 — морские; 15 — арктические, лагунных и

в среднем составляла 0,02 мм/год, в орогенный этап (средний олигоцен — нижний антропоген) — до 0,2 мм/год.

Анализ литологических, петрографических, минералого-геохимических особенностей мезокайнозойских отложений позволил восстановить палеогеографические условия седиментации и роль вертикальных колебательных движений в этом процессе. Неоднократно повторяясь во времени и



Ферганского межгорного прогиба.

4 — глины; 5 — известняки; 6 — доломиты; 12 — переходная; ритмы: 13 — трансгрессив-17 — континентальные; 18 — чередование мор-

доломита с сульфатными образованиями и, наконец, ритм завершается выпадением в осадок чисто сульфатных пород и солей, что соответствует максимальному обмелению водоема.

Прослеживание ритмичности разрезов с учетом особенностей вещественного состава и строения мезозойских и кайнозойских отложений, а также скорости накопления слагающих их осадков в различные периоды

имея различную направленность, они обусловили ритмичность строения осадочной толщи. Отдельные, наиболее крупные, импульсы колебательных движений положительного знака обусловили перерыв в процессе осадконакопления. Ритмичность строения толщи была положена в основу ритмостратиграфического расчленения мезозойско-кайнозойских отложений Ферганской впадины (см. рисунок).

Начало ритма связывается нами со свитами, образовавшимися в периоды проявления опусканий, так как опускания, особенно региональные, вызывают одновременное, хотя и не всегда одинаковое по типу включение в зону осадконакопления значительных площадей, в пределах которых всегда можно встретить в той или иной фации осадок, отвечающий времени проявления этого опускания.

Следовательно, связывая начало ритма с нисходящими движениями, вызывающими или трансгрессию моря, или расширение зоны седиментации, или смену субаэрального накопления субаквальным, можем выделить породы, соответствующие этому этапу развития седиментационного бассейна. В случае нормального стратиграфического контакта такими породами будут глины или известняки, практически не содержащие доломита или сульфатных образований. В случае трансгрессивного налегания отложений основание ритма начинается с крупнообломочных пород, постепенно сменяющихся вверх по разрезу мелко- и тонкообломочными или карбонатными.

Развитие восходящих движений обуславливает накопление регрессивных серий осадков, различающихся по разным признакам, в том числе по погрубению обломочных пород или возрастанию солёности водоемов, отразившихся в типе хемогенных накоплений. При этом в начале происходит выпадение доломита, затем

развития Ферганского седиментационного бассейна объясняют не только причины разнообразия состава и строения разрезов этих отложений, но и качественную или количественную характеристики содержащихся в них полезных ископаемых, а в первую очередь нефтяных и газовых скоплений. Устанавливается, что трансгрессивные серии осадков оказались наиболее благоприятными для образования нефтегазоматеринских пород. Однако в соответствии с условиями образования этих осадков и типом рассеянного в них органического вещества в одном случае (в морских осадках с рассеянной органикой преимущественно сапропелевого типа) формировались собственно нефтематеринские породы; в другом (в субаквальных, но континентальных отложениях с рассеянной органикой гумусового типа) — собственно газоматеринские породы и в третьем (в породах с рассеянной органикой смешанного сапропелево-гумусового состава) — нефтегазоматеринские породы.

П. Т. Тажибаева

МЕХАНИЗМ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ПЕРМСКИЙ ПЕРИОД В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАЗАХСТАНЕ

Пермский период в истории развития земной коры характеризуется завершением герцинского орогенеза, с которым связываются частые и резкие перемены рельефа Земли, образование новых, разрушение и исчезновение старых гор и морей, появление крупных эпиконтинентальных бассейнов с морским, лагунным и континентальным режимами. Кроме того, эта эпоха в истории земли отмечена неустойчивыми, часто меняющимися климатическими условиями. Все эти внешние факторы в сочетании с внутренними процессами, бурно протекавшими на планете, безусловно, определили общую закономерность и вместе с тем характерную особенность механизма континентальной седиментации в пермский период.

Как известно, пермские отложения весьма широко распространены. Однако исследование их на территории Центрального Казахстана, проведенное автором в течение нескольких последних лет, показало, что механизм континентальной седиментации в период перми, хотя и связан со своеобразными условиями эпохи, обусловлен и определен конкретными специфическими особенностями региона и локальной обстановкой рассматриваемой области.

Поскольку в западной части Центрального Казахстана платформенные пермские отложения занимают большую площадь и с ними связаны пространственно и генетически месторождения многих полезных ископаемых, в том числе родусит-асбеста, меди, солей, мергелей, считалось, что процесс их образования в условиях континентальной среды с точки зрения механизма седиментации представляет определенный практический и теоретический интерес.

Детальное изучение показало, что в позднепалеозойском орогенном этапе на территории Центрального Казахстана в результате мощных горообразовательных и вулканических процессов произошли большие изменения, которые привели к накоплению осадков с разнообразным литологическим составом. Активный тектонический режим в этом районе способствовал образованию крупных разломов, брахискладок и валов большого радиуса.

Климат перми в Центральном Казахстане был сухим, жарким, однако наблюдались периодические изменения климатических условий, отразившиеся на формировании осадков и характере разрушаемых пород. Пульсационные тектонические движения повлияли на ход механической дифференциации осадков, поступавших в бассейны седиментации.

Особенности механизма континентальной седиментации нами изучены в пермских осадках Тениз-Сарысульской структурно-формационной зоны, занимающей огромную площадь, охватывающую почти всю западную часть Центрального Казахстана. В конце раннепермской эпохи она разделилась Сарысу-Тенизским поднятием на северную Тенизскую и южную Джебказган-Сарысульскую впадины. В каждой сохранились внутриконтинентальные бассейны: лагуны, озера, реки с многочисленными притоками, озерно-аллювиальные равнины со свойственными им фаціальными типами отложений.

Для Тенизской структурно-фаціальной зоны характерно накопление в основном терригенных осадков на протяжении всего пермского периода. Наиболее отличительная особенность этих отложений — ритмичное чередование песчаников, алевролитов, аргиллитов, известняков мощностью от 150 до 3000 м.

По литологическим особенностям и положению в разрезе выделяются снизу вверх кайрактинская, кийминская и шоптыкульская свиты, залегающие несогласно на осадках карбона. Это говорит о том, что на границе карбона и перми, вероятно, наблюдались повышение тектонической активности и смена климатических условий на более сухие континентальные.

В верхах кайрактинской и низах кийминской свит преобладают красноцветные разности пород. Вышележащая шоптыкульская свита целиком состоит из красноцветов. Ритмичное изменение окраски пород в этих свитах, видимо, связано с периодическими изменениями базиса эрозии в области сноса. В период накопления осадков кайрактинской, кийминской свит характеризуемый район представлял собой предгорную депрессию с многочисленными озерами, лагунами, болотами и реками, имевшими одинаковый гидрохимический режим. Уровень воды в этих бассейнах был непостоянным, о чем свидетельствуют трещины усыхания. В песчаниках встречаются следы размыва и волноприбойные знаки, свойственные прибрежно-озерным условиям. Отмечена диагональная слоистость, присущая временным потокам.

При отложении пород кийминской свиты площади озер, возможно, значительно сократились, в связи с чем только в краевых частях их отлагались горизонтально-слоистые песчаники, алевролиты и главным образом известняки с остатками рыб и филопод, типичными для озерных условий.

Горы, окружавшие бассейны седиментации, были, вероятно, невысокими, поэтому обломочный материал оказался окатанным, хорошо сортированным. В некоторых слоях замечены неравномерно сортированные песчаники, по-видимому, образовавшиеся в руслах временных потоков и во временных озерах сухих областей.

Новый импульс тектогенеза в конце поздней перми нивелировал некоторые приподнятые участки и сократил площади осадконакопления. Вот почему отложение пород более поздней шоптыкульской свиты, проходившее в остаточных озерах на небольшой площади, представлено красными песчаниками, алевролитами, известняками с костями рыб и знаками ряби. Известняки преобладают в основном в верхней части свиты и свидетельствуют о засолении озер.

Итак, условия осадконакопления кайрактинской, кийминской и шоптыкульской свит в Тенизской впадине в пермское время были схожими. Имеющиеся различия обусловлены локальными особенностями физико-географической среды и структурными изменениями в области сноса в

связи с пульсационными тектоническими движениями, которые наложили свой отпечаток на характер химической и механической дифференциации осадков в бассейнах седиментации и на механизм их формирования.

В аналогичных физико-географических и климатических условиях происходило осадконакопление в пермское время на юге в другой структурно-фациальной зоне — Джезказган-Сарысуьской впадине. Осадки позднепермского времени здесь отсутствуют. Тектонические процессы между ранней и поздней пермью нивелировали приподнятые участки, служившие источником сноса обломочного материала.

Раннепермские отложения здесь представлены жиделисайской и кенгирской свитами. Первой присущи гипсо-соленосные, глинисто-карбонатные и терригенные осадки красного цвета с косою и диагональной слоистостью, а второй — массивные темно-серые мергели, известняки со знаками ряби и следами оползания и пестроцветные глины.

В верхах жиделисайской и в низах кенгирской свит обнаружена каменная соль мощностью от 0,5 до нескольких десятков метров. В низах кенгирской свиты выявлена родусит-асбестовая минерализация.

На территории Джезказган-Сарысуьской впадины, очевидно, существовали лагуны, озера и реки с многочисленными притоками, образовавшие аллювиальные равнины. Они были разобщены между собой и отличались гидрохимическим режимом и физико-химической средой осадконакопления. На юге района бассейны были сильнозасоленные, а на севере — слабозасоленные. В северо-восточную часть бассейна обломочный материал поступал с севера; он был не отсортирован, что обусловлено изменениями динамики режима водных масс и временных сезонных потоков. С увеличением регрессии осаждались соли и гипсы. При пассивных тектонических режимах в области сноса прекращались поступления обломочного материала. При повышенной засоленности бассейнов образовались известняки, ангидрид, а затем и каменная соль. Специфическая особенность осадконакопления в северной и южной частях впадины наложила своеобразный отпечаток на литологический состав и физико-механические свойства пород, которые позднее в мезокайнозойское время благоприятствовали проникновению коллоидных кремнистых растворов и отложению родусита. Последний приурочен к алевролитам, мергелям и песчаникам. Наибольшая степень минерализации связана с метасоматически измененными гипсокарбонатными мелкозернистыми трещиноватыми породами и брекчированными мергелями.

Как Тенизская, так и Джезказган-Сарысуьская структурно-фациальные зоны в период ранней перми были выполнены кластическим материалом, поступающим с окружающих приподнятых частей суши.

Тектонические подвижки в ранней перми способствовали появлению устойчивых участков: Атбасарское, Кокпектинское и Терсакканское поднятия, служившие источником сноса обломочного материала для образования красноцветов и пестроцветов на территории Тенизской впадины. В конце ранней перми, в период накопления осадков кийминской свиты, обломочный материал поступал с северо-востока с Кокчетавского массива, поднятие которого началось в ранней перми. К этому времени полоса древних пород Улутан, Арганаты стала водоразделом для обоих бассейнов седиментации и служила источником сноса. Эскулинское поднятие с окаймляющими горными сооружениями было дополнительным источником обломочного материала для накопления красноцветов и пестроцветов в Джезказган-Сарысуьской впадине.

Таким образом, пермский период характеризуется активной тектонической жизнью, создавшей благоприятные условия для накопления мощных толщ терригенных и хемогенных осадков. Проведенные исследования доказывают, что процессы осадконакопления в двух соседних бассейнах одного и того же района с разными локальными особенностями их физико-географической среды имели некоторые различия.

Следовательно, при описании механизма континентальной седиментации в эпоху перми того или иного района недостаточно руководствоваться только общими закономерностями осадкообразования в этот период, надо всесторонне изучать и исследовать специфические особенности региона и разнообразные физико-географические, климатические, тектонические и другие процессы, происходившие в нем. Изучение механизма континентальной седиментации позволяет выявить общие закономерности и условия размещения полезных ископаемых в это время в Центральном Казахстане.

О. С. Вялов

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В КАРПАТСКОМ ФЛИШЕВОМ БАСЕЙНЕ

Некоторые геологи считают, что Карпатский флишевый бассейн представлял собой единую достаточно широкую впадину, в которой сполс терригенного материала происходил с двух берегов примыкавшей суши и было достаточно места для крупных мутьевых потоков. Однако следует обратить внимание на два основных обстоятельства. При изучении характера карпатского флиша не наблюдается закономерности, существовавшей при простом строении флишевого бассейна, и нормального изменения осадков от прибрежных к центральным частям бассейна — от грубого или дикого флиша или вообще от прибрежных мелководных осадков через обычный флиш к флишоидным и пелитовым осадкам в центральной полосе.

Далее, в разных частях — вкрест простирания бассейна — появляются фациальные разности флиша — разновозрастные, но достаточно резко отличающиеся друг от друга по общему сложению и составу, по характеру ритмичности и даже по окраске. При этом изменения, последовательность разностей отнюдь не соответствуют указанной выше нормальной закономерности изменений от берегов к центру бассейна.

В разных частях бассейна на неодинаковом удалении от основной суши, даже в центральной полосе, появляются более грубые осадки — толщи массивных песчаников и даже горизонты конгломератов, в отдельных случаях глыбовых. Естественно, нельзя представить себе, чтобы они могли образоваться за счет выноса с основной суши и переноса через полосы разновозрастных более тонких осадков — переноса над этими осадками.

Все это свидетельствует о том, что терригенный материал, давший начало флишу, происходил не только с основной суши по обеим сторонам флишевого трога, но и от разрушения дополнительных источников — внутренних кордильер.

Представление о кордильерах внутри флишевых бассейнов не новое. Еще Г. Мурджану (Murgeanu, 1937) писал о Куманской кордильере в Румынских Карпатах, М. Ксенжкевич (Ksinzkiewicz, 1953) выделил Предсилезскую кордильеру, а автор сначала говорил о Срединной кордильере (Вялов, 1953), далее о Преддусинской (Вялов, 1966) и о других кордильерах внутри Карпатского флишевого бассейна (Вялов, 1967).

Кордильеры, вытянутые вдоль бассейна, разделяли его на более или менее самостоятельные — в зависимости от их величины и протяженности — бассейны второго порядка, отдельные флишевые трюги. Каждый из них — вмещалище определенного типа флишевых осадков. Наличие кордильер обусловило развитие отличающихся друг от друга фациальных

разностей. Именно они разграничивали в период осадконакопления отдельные фациальные зоны. В зависимости от хода тектонических процессов — выдвигания кордильер или уменьшения и исчезновения их, фациальные зоны становились то резко обособленными, то в соседних трогах более сходными между собой.

Что же в тектоническом смысле представляли собой эти длинные и, очевидно, достаточно высокие выступы дна? Были ли это просто морфологические элементы, образование которых не связано с тектоникой, или антиклинальные поднятия, возникшие в результате складчатости, или же блоки, поднимавшиеся по разрывам? Отвергнув сразу простое эрозионное образование, к которому тектонические процессы не имели отношения, рассмотрим два других предположения.

Возникновение выступов дна в виде очень крупных антиклинальных поднятий допустить трудно. Для этого нужна значительная фаза складчатости перед началом флишевого периода осадкообразования, т. е. на границе юры и мела. Нужно было бы считать, что фаза вызвала не обычную в геосинклинали сплошную складчатость, а образование чрезвычайно широких, исчисляемых километрами синклиналей — будущих флишевых трогов — и обширных антиклиналей — кордильер.

Такую картину представить себе нельзя. Остается предположение о горстовом — блоковом характере кордильер.

Сами кордильеры нигде не обнажаются на поверхности. Повсюду они перекрыты флишевыми толщами, надвинутыми на них из соседних трогов (зон). Не видно и автохтонных отложений подножий, образовавшихся в непосредственной близости к размывавшимся кордильерам — они также находятся под тектоническими покровами. О составе и внутреннем строении кордильер можно судить только по обломочным элементам в флишевых толщах.

В их состав входят в наибольшем количестве древние зеленоватые филлиты и светлые юрские известняки. В некоторых случаях наблюдаются граниты и другие глубинные магматические породы. Кордильеры сложены главным образом древними сильно дислоцированными зелеными филлитами и верхнеюрскими известняками, отмечены и другие породы.

Флишевый режим возник в Карпатской геосинклинали в раннем мелу, но в отдельных зонах захватил и самые верхи юры. Он продолжался до конца палеогена — до той первой фазы Карпатской складчатости, соответствующей, очевидно, савской, после которой флишевая геосинклиналь замкнулась и началось воздымание складчатой системы Карпат.

Что же такое флишевый режим, каковы его особенности и чем он обусловлен? Еще раз отметим особенности флишевых толщ, достаточно освещенные в литературе, но объясняемые по-разному.

Одна из особенностей — ритмичность. Ритмы образованы определенным набором пород, следующих друг за другом в установленной последовательности. Автор (Вялов, 1948) различает терригенный двухкомпонентный флиш (псаммит → пелит), трехкомпонентный (псаммит → карбонат → пелит) и терригенно-туфогенный, в состав которого входят и туфогенные породы (иногда лавы), например, камчатский флиш хр. Кумроч или боржомский на Кавказе. Важная особенность — фракционная слоистость — постепенное уменьшение размерности от основания ритма к его кровле. Всегда отмечается однообразие флишевых толщ, их большая мощность, чрезвычайная бедность, иногда и полное отсутствие фауны, но зато обилие следов жизнедеятельности организмов (биоглифов), а также механических следов (механоглифов) — придонного движения воды и др. Подчеркнем еще широкое развитие внутрислойных деформаций — сложной мелкой складчатости, нарушающей только какой-то слой внутри ритма, но не отражающейся на соседних слоях. Эта волнистая или закрученная слоистость — результат подводных оползаний, приурочена к средней элевритовой части ритма, переходной от песчанистой к глинистой.

Названные особенности флиша — результаты и вместе с тем показатели флишевого режима. Они указывают на его характерные черты — быстрое компенсированное прогибание с образованием осадков большой мощности, но прогибание не спокойное, не постепенное, как при накоплении однородных глинистых или песчаных толщ, а прерываемое мелкими колебаниями. Они и вызывают ритмичное чередование пород — возникновение более грубого первого элемента ритма и постепенное, в более спокойной обстановке осаднение тонкого осадка — до момента нового толчка и появления грубого осадка нового следующего ритма. Чем чаще толчки, тем меньше мощность отдельных ритмов. При значительных толчках — более грубый состав первого элемента ритма, т. е. больше амплитуда колебаний и степень различия зернистости. Имеются пакки или даже свиты, в которых чередуются только алевролиты и глины, т. е. колебания небольшие, но в других ритм начинается грубыми песчаниками, а иногда и гравийниками.

Но и на протяжении осаднения остальной части ритма общая обстановка не остается спокойной — продолжаются небольшие толчки — подводные землетрясения, вызывающие соскальзывание, оползание и закручивание осадка — обычно его алевролитовой, наиболее податливой части.

Итак, флишевый режим — это, прежде всего, тектонический режим. Он изображается как очень беспокойная лихорадочная обстановка частых осцилляционных колебательных движений на фоне глубокого и быстрого прогибания. Поэтому о флишевой формации говорят как о геогенерации, порожденной определенным тектоническим режимом. В этом режиме основную роль играют прогибание самого флишевого трога и поведение кордильер — источников сноса. Их поднятие вызывает интенсивное разрушение и вынос грубого материала на более далекое расстояние от берега; при спокойном их состоянии идет осаднение тонкого материала и чем оно дольше, тем больше мощность второго — глинистого элемента ритма.

Здесь наблюдается полная зависимость осадкообразования от тектонических процессов. Она сказывается не только в образовании ритмов, в формировании самой по себе флишевой толщи. От этих процессов зависит также и возникающая или исчезающая общность флиша в соседних трогах, пространственное распределение фациальных флишевых разностей и, как следствие — возможность установления и выделения фациальных зон.

Если промежуточная кордильера в какой-то момент перестает быть преградой между двумя соседними трогами, общий характер осадков в них сближается и оба они иногда рассматриваются как единая фациальная зона. Наоборот, при резком разобщении обоих трогов поднявшейся над уровнем моря кордильерой более отчетливо выступают их фациальные различия.

Анализируя общий характер палеогенового флишевого комплекса Карпат, автор вместе с Д. Н. Андрусовым (Вялов, Андрусов, 1963, 1965) отметил некоторые отличительные особенности палеоцен-эоценовой и олигоценовой частей разреза. Было предложено выделить их особо под названиями карнийского и омбронского комплексов. Затем Л. Кошарский (Koszarski, 1965) применил название котинской серии для нижнемелового комплекса, а автор обозначил верхнемеловой комплекс как антийский (Вялов, 1971) или русичанский (Вялов, 1973). Особенности этих комплексов тесно связаны с тектонической жизнью кордильер, с их зарождением и развитием. В раннемеловое время они еще не были развиты в достаточной мере, не препятствовали уравниванию фаций и отдельные трог внутри общего флишевого бассейна не обособились. Это время широкого распространения черного песчано-глинистого флиша, сходного во всех частях бассейна. Правда, некоторые различия уже намечаются.

Русичанский этап характеризуется уже отчетливым расчленением бассейна. Кордильеры оформились, разграничили отдельные тропи и обусловили существование фациальных зон. Фациальные зоны, выявленные в это время, стали основой для структурно-фациального районирования Карпат. Русичанские фациальные комплексы наиболее контрастны.

Следующий карпийский этап выделяется как время наиболее дробного, но не столь резкого расчленения бассейна. Фации часто меняются, может быть, за счет появления новых внутренних выступов, не таких значительных и протяженных, как основные кордильеры, и представлявших собой отдельные островные поднятия, а не крупные архипелаги. Это скорее мелкая пестрота фаций при малой их контрастности — в отличие от резкого обособления разных типов русичанского времени.

Большая часть кордильер исчезает в следующий, омбронский, этап и происходит значительное выравнивание фаций. На огромных пространствах развивается однообразная менилитовая толща и смежная с ней кросненская. Одна кордильера — очень крупная, имеющая большое значение, продолжает существовать, разделяя омбронский бассейн на две основные части — менилитовую и дусинскую. В последней образуется карбонатная дусинская свита черных мергелей и известняков, резко отличающаяся от не вскипающих менилитовых сланцев. Преддусинская кордильера в предыдущие этапы была выражена не достаточно — в русичанское время она вообще не разделяла существовавшую тогда единую полосу развития темной березнянской свиты.

Итак, в геосинклинальном флишевом бассейне в раннемеловое время начали зарождаться внутренние выступы, ограниченные глубоко проникающими разрывами. По этим окаймляющим пограничным разломам в дальнейшем происходили движения выступов — кордильер, то поднимавшихся выше уровня моря и тогда расчленявших бассейн на самостоятельные полосы — тропи, с самостоятельным осадконакоплением, то глубоко погружавшихся и терявших свою роль барьеров между соседними тропами. Вертикальные движения кордильер по пограничным разломам были причиной крупных изменений в соотношениях фациальных зон и обусловили этапность развития всей флишевой геосинклинали. История ее завершилась проявлением интенсивной складчатости и общим поднятием всей Карпатской системы.

Кроме крупных вертикальных поднятий и опусканий кордильер происходили непрерывные мелкие колебательные движения, вызывавшие непрерывные изменения характера осадков — более или менее грубых. Это и привело к возникновению типичных свойств флишевой толщи — ее ритмичности и фракциональной слоистости.

В настоящее время почти всеобщее признание получило представление об образовании флиша в результате действия мутьевых или турбидных потоков и флишевые породы стали называться турбидитами. Каждый ритм — это результат нового мутьевого потока, выносящего слой, очевидно, смешанного, разнообразного осадка из шельфовой части в глубь бассейна, где и происходит его отстаивание — фракционное осаждение. Мутьевые потоки возникают вследствие толчков, землетрясений, не связанных с колебательными тектоническими движениями.

Турбидная гипотеза не может не признать основных высказанных выше положений, касающихся тектонического режима времени накопления флишевых толщ, т. е. связи условий образования флиша с тектоникой. Лихорадочный флишевый тектонический режим сильно отличается от спокойной тектонической обстановки, при которой отлагаются толщи однородных осадков. Мелкие осцилляционные колебательные движения и глубокое компенсированное прогибание дна — главные черты этого режима.

Обеими гипотезами признаются частые землетрясения (они документируются внутрипластовыми деформациями — волнистой и «закрученной»

слоистостью), постоянные течения, осуществляющие разнос осадков, зафиксированные многочисленными и давно известными механоглифами — акваглифами: знаками течения и волочения (тирбоглифы, или *flute casts*, и ксинмоглифы, или *groove casts*).

Расхождение наблюдается только в сравнительной оценке того или иного явления в качестве главного, ведущего.

Автор, как представитель «тектонической» гипотезы, считает, что основная роль в процессе образования флиша принадлежит тектоническим движениям. Они вызывают последовательное появление, повторение в каждом ритме сначала более грубого, а потом тонкого осадка. Течения существуют постоянно, а не эпизодически, они разносят материал, но не выносят в совершенно иную зону из области шельфа одну за другой массы смешанного материала, накапливающегося в промежутках между очередными толчками и мутьевыми потоками. Возникновение эпизодических мутьевых потоков не исключается, но не они являются основным действующим механизмом.

Принципиальная разница еще в том, что по тектонической гипотезе флиш первичный, автохтонный остается там, где он отложился. По турбидной гипотезе — флиш вторичный, аллохтонный, после отложения полностью переносится и переотлагается в другой зоне. Нет бесспорного примера образования ритмичной толщи без всякого влияния турбидных течений, что не позволяет безоговорочно верить во всемогущество мутьевых потоков.

Однако известна находка Дж. Ф. Манжена (*Mangin, 1962*) следа птицы в пиренейском флише. Судя по изображению, это несомненный отпечаток лапы птицы, свидетельствующий о первичности осадка, отложившегося в прибрежной зоне, на литорали.

Другой пример. После первой Карпатской фазы складчатости началось воздымание Карпат и одновременно погружение подножий полосы, формирование Предкарпатского прогиба (его Внутренней зоны). Характер моласс южной части прогиба нам неизвестен — они скрыты под большим надвигом флишевых Карпат. У северного борта прогиба, примыкавшего к Сандомирско-Станиславской гряде, отлагались добротовские слои — прибрежная фация воротыщенской серии нижнего миоцена. Эта толща большой мощности обладает всеми внешними признаками флиша. Она состоит из ритмично чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, в ней наблюдаются обычные для флиша ритмы и фракционная слоистость. Очень часты следы подводных оползаний осадка с образованием даже оторванных от слоя «закрутышей». Все это свидетельствует о беспокойном тектоническом режиме, частых колебательных движениях при глубоком прогибании бассейна. Однако здесь и речи не может быть о мутьевых потоках, о переотложении первоначальной массы осадка в другой более глубоководной полосе. Это определяет многочисленные следы позвоночных животных — парнокопытных, хищников и птиц, которые могли быть оставлены только на первичном осадке на пляже при колебаниях береговой линии (Вялов, 1965). Таким образом, черты флиша могут возникнуть и без турбидных потоков, только в результате колебательных движений. Значит, без участия этих потоков мог образоваться и сам флиш.

Нам остается сказать несколько слов о северном источнике сноса во флишевый бассейн. К северу от него находилась окраина Русской платформы. На ней развита мощная меловая толща, значит сама она была покрыта морем. Между платформенным и флишевым бассейном протягивалась обширная гряда, разделявшая оба бассейна, поставившая в них материал, продолжавшая существовать и в нижнем миоцене и только в тороне снивелированная и погребенная под верхними молассами.

Существование и положение этой Сандомирско-Станиславской гряды доказывается анализом фаций платформенного верхнего мела, а также

нижних моласс. Флишевые толщи, составляющие фундамент Внутренней зоны прогиба, не обнажались и не были вскрыты скважинами. Однако можно предполагать, что вблизи подножия гряды развиты мелководные и более грубые фации флиша, вплоть до дикого. Перекрытая надвигами моласс автохтонная пригрядовая полоса флиша может рассматриваться как резервный объект для поисковых и разведочных работ на нефть и газ (правда, на больших глубинах).

Фаціальний аналіз дозволяє говорити про те, що Сандомирсько-Станіславська гряда не уходить далеко під Карпати, як вважають деякі геологи, а розташована на границі Внутренней і Внешней зон Предкарпатського прогиба. Її вертикальні рухи (як і внутрішніх кордильєр), викликавши то посилені, то ослаблені розмиви, обумовлювали во время образования флиша и нижних моласс чередование более и менее крупнозернистых осадков или даже прибрежных горизонтов конгломератов (слободских конгломератов молассовой толщи и, возможно, дикого флиша). Зависимость характера осадков от общих особенностей тектонического режима и от тектонического поведения отдельных элементов (кордильєр и др.) несомненна.

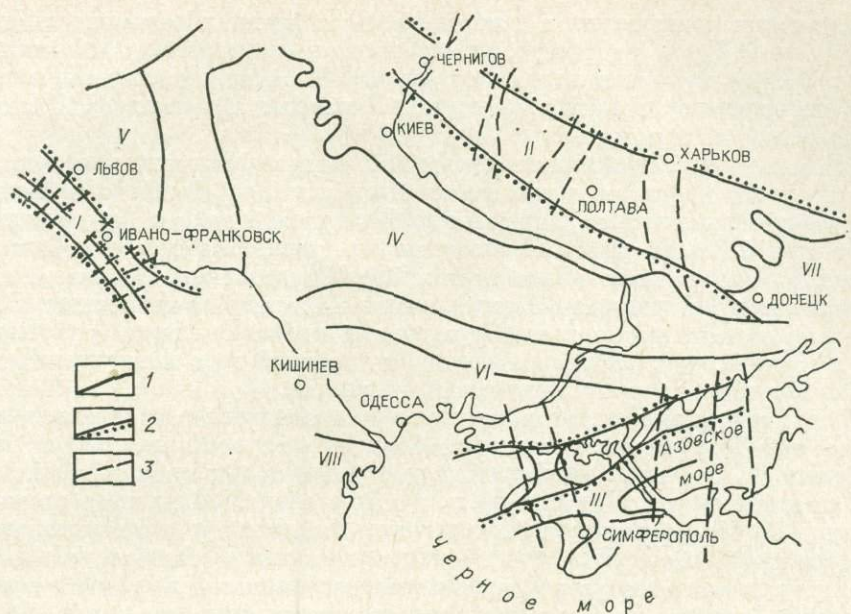
ЛИТЕРАТУРА

- Вялов О. С.* Краткий очерк общего характера флиша Карпат и его особенностей.— «Труды Львовск. геол. об-ва. Серия геол.», 1948, вып. 1.
- Вялов О. С.* Краткий очерк истории развития Восточных Карпат и сопредельных областей.— «Труды Львовск. геол. об-ва. Серия геол.», 1953, вып. 3.
- Вялов О. С., Андрусов Д. Н.* О необходимости разделения палеогена флишевой зоны на две главные серии: омбронскую и карпийскую. Geologicky Sbornik, Slov. Akad. vied. ročník XIV, číslo 1, str. 169—173. Bratislava, 1963.
- Вялов О. С., Андрусов Д. Н.* О необходимости разделения палеогена флишевой зоны на две главные серии: карпийскую и омбронскую.— В кн.: Матер. VI съезда КБГА, Киев, «Наукова думка», 1965.
- Вялов О. С.* Стратиграфия неогеновых моласс Предкарпатского прогиба. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Вялов О. С.* Некоторые вопросы тектоники Карпат.— В кн.: Тектоника Карпат (Респ. межвед. сборник. Серия геол. и геохим. гор. ископаемых). Киев, «Наукова думка», 1966.
- Вялов О. С.* О кордильерах в Карпатском флишевом бассейне.— В кн.: Матер. VII съезда КБГА, Киев, «Наукова думка», 1967.
- Вялов О. С.* О палеогеографических и формационных особенностях Карпат и примыкающих прогибов.— In: Acta geologica Acad. Scient. Hungar. T. 15, Budapest, 1971.
- Вялов О. С.* Тектоника Карпат.— В кн.: Рефераты научно-исследовательских работ ИГиГГИ АН УССР, выполненных в 1971 г. Киев, «Наукова думка», 1973.
- Koszarski L.* Sur la division des formations crétacées et paléogènes des Karpates de flysch en trois séries principales.— In: Section of stratigraphy, lithology and palaeontology Reports, part II, v. I. (Carp. Balcan Geolog. Associat., VII Congress). Sofia, 1965.
- Książkiewicz M.* Karpaty fliszowe między Olz a Dunaicem.— In Region Geologia Polska, I. zesz. 2, Wydaw. Polsk. Tomarz. Geolog. Kraków, 1953.
- Mangin J. F.* Traces de pattes d'oiseaux et plute — casts associe dans un "facies flysch" du tertiaire Pyrénéen.— "Sedimentology", 1962, N 1.
- Murgeanu G.* Sur une cordillière ante — sénonien dans le géosynclinal du Flysch carpatique.— "Comptes rendus des séances de l'Inst. Géol. de Roumanie", 1937, t. XXI.

Г. Н. Доленко

ТЕКТОНИКА И СЕДИМЕНТАЦИЯ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЯХ УКРАИНЫ

Анализ обширного геологического материала глубокого бурения по нефтегазоносным провинциям Украины (см. рисунок) позволяет выделить тесную взаимосвязь тектоники и седиментации осадков. Связь эта прямая — влияние региональной тектоники на изменение мощ-



Расположение нефтегазоносных провинций Украины.

1 — границы геоструктурных элементов; 2 — продольные разломы; 3 — поперечные разломы, разграничивающие поднятия и депрессии. Нефтегазоносные провинции: I — Карпатская; II — Днепровско-Донецкая; III — Крымская. Геоструктурные элементы: IV — Украинский кристаллический щит (УКЩ); V — Вольно-Подольская плита; VI — южный склон УКЩ; VII — Донецкий бассейн; VIII — Добруджа.

ностей и литофаций отложений и обратная — влияние последних на тектонические деформации. Примечательны в этом отношении отдельные выступы фундамента, древние поперечные депрессии и поднятия, охватывающие одновременно области размыва и седиментации, и глубинные разломы продольного и поперечного направлений.

Палеогеографические исследования показывают, что поперечные депрессии и поднятия фундамента в истории геологического развития территории не испытывали обращения геотектонического режима. В депрессиях в начальный этап седиментации осадков происходило интенсивное погружение, в средний — постепенное и в конечный снова интенсивное. Поднятия в начале и середине этапа воздымались постепенно, в конце — интенсивно. Вследствие этого депрессии первыми охватывались морскими трансгрессиями и последними освобождались от них, поднятия последними покрывались морскими водами и служили отправными пунктами регрессий.

Поэтому депрессии характеризуются максимальными мощностями отложений, преобладанием в разрезе тонкокластических седиментов и полнотой стратиграфического разреза пород. Поднятия, наоборот, отличаются относительно меньшими мощностями осадков, преобладанием грубокластических элементов седиментации и нередко наличием размывов и перерывов в отложениях.

Глубинные разломы во многих случаях ограничивали седиментационные бассейны и служили в течение длительных отрезков геологического времени границей распространения береговых линий морей. В современном тектоническом плане продольные разломы сопровождаются присбросовыми геосинклинальными прогибами с относительно большой мощностью тонкокластических седиментов. Поперечные сбросы, как правило, разграничивают депрессии и поднятия фундамента.

Обратная зависимость отражается в концентрации интенсивной складчатости на участках резкого изменения градиента мощности пород

и увеличения содержания в них высокопластических седиментов (глин, солей и др.). Такие участки обычно распространены между депрессиями и поднятиями и вблизи глубинных разломов. Приведем отдельные примеры по нефтегазовым провинциям Украины: Карпатской, Днепро-Донецкой и Крымской.

В Карпатской провинции, связанной в геоструктурном отношении с предгорным прогибом, выделяются Подбужская, Долинская, Надворнянская и Верховинская депрессии во Внутренней зоне и Крукеничская, Болоховская, Отынская и Косовская во Внешней зоне прогиба. Они разделяются поперечными поднятиями: Оров-Раздольским, Майдан-Ивано-Франковским, Микуличин-Коломыйским и Покутско-Буковинским. Влияние их на седиментацию прослеживается на протяжении всего палеогенового и нижнемиоценового времени во Внутренней зоне и верхнемиоценового во Внешней зоне Предкарпатского прогиба.

Так, породы ямненской свиты палеоцена основное развитие получили в пределах Подбужской депрессии. Мощность их достигает 200 м, в то время как на Оровском поднятии, ограничивающем депрессию с юго-востока, она сокращается до 60—80 м, а в пределах Майданского поднятия осадки этого возраста вовсе отсутствуют. Изменяются и их литологические особенности. В Подбужской депрессии они выражены в нижней части конгломератами с грубозернистыми песчаниками, в средней и верхней частях разреза — массивными, светло-серыми песчаниками. В Долинской и Надворнянской депрессиях эти же отложения сложены ритмично переслаивающимися по всему разрезу пестроцветными породами.

Отложения эоцена наиболее полно представлены в Долинской депрессии, где подразделяются на четыре свиты: манявскую, выгодскую, попельскую и быстрицкую. В Бориславском нефтепромысловом районе, связанном с Подбужской депрессией, существуют витвицкая и попельская свиты, а в Надворнянском — манявская, выгодско-пасечнянская и быстрицкая. Резко изменяются и мощности свит. Выгодская свита максимальной мощностью до 330 м имеет в Долинской депрессии, а на ограничивающем ее с юго-востока Майдан-Ивано-Франковском поднятии мощность сокращается до 20 м. В этом же направлении происходит замещение выгодских песчаников пасечнянскими глинистыми известняками. В Бориславском районе отсутствуют как выгодские песчаники, так и пасечнянские известняки. У быстрицких слоев Надворнянского района мощность 450 м, Бориславского — 200, а Долинского, где происходит переход быстрицких слоев в попельские, мощность первых колеблется от 50 до 90 м, вторых — от 45 до 80 м.

Отложения менилитовой серии олигоцена интенсивно накапливались в центральном Долинском районе. Здесь они представлены нижне-, средне- и верхнеменилитовой свитами общей мощностью до 1750 м. В Подбужской депрессии после Оров-Раздольского поднятия отложения сокращаются до 200 м и выражены преимущественно нижнеменилитовой свитой. То же самое происходит в Надворнянской депрессии после Майдан-Ивано-Франковского поперечного поднятия.

Образования миоцена отражают влияние поперечных поднятий и депрессий. Достаточно сказать, что отложения вортышенской серии бурдигала характеризуются в Бориславском районе трускавецкими конгломератами, образованными в основном из пород карпатского палеогенового флиша, а в Надворнянском районе — слободскими конгломератами, сложенными из гальки палеозойских пород. В Долинском районе отсутствуют и те и другие, а взамен их развита фация крупных песчаников с подчиненным количеством мелкогалечниковых конгломератов.

Глубинный разлом, отделяющий Внутреннюю зону прогиба от Внешней, сопровождается присбросовой синклинальной зоной, выполненной мощной толщей глинисто-песчанистых образований стебницкой серии гельвета. В зонах развития поперечных разломов, т. е. на промежуточных

участках между депрессиями и поднятиями, концентрируется основная складчатость палеогеновых и неогеновых пород.

В Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции, приуроченной в геоструктурном отношении к внутриплатформенной впадине, мощность выполняющих ее отложений палеозоя, мезозоя и кайнозоя увеличивается от бортов впадины к ее внутренней части и в направлении с северо-запада на юго-восток. Эти общие закономерности нарушаются развитыми во впадине древними поперечными поднятиями и депрессиями. Среди поднятий выделяются: Черниговское, Гмырянское, Лютенское и Харьковское, среди депрессий — Нежинская, Роменская и Шебелинская. Кроме этих тектонических элементов поперечной зональности, вдоль краевых региональных глубинных разломов получили развитие северная и южная прибортовые впадины и северная и южная зоны продольных выступов. Эти особенности строения фундамента существенно влияли на гидродинамический режим бассейна и вместе с тем на характер распределения осадков. В частности, живецкие и нижнефранские отложения девона, характеризующие начало седиментации осадков, больше всего накапливались в депрессионных участках. На склонах Брагинского, Брусилковского, Монастырыщенского и Белоцерковского выступов наблюдается выклинивание песчаных пластов нижней части толщи. На Кошелевском и Старохуторском выступах девонские отложения полностью отсутствуют.

Выше лежащие комплексы осадков, состоящие из терригенных и частично карбонатных образований верхней перми, триаса, юры, мела, палеогена и неогена, также носят на себе следы влияния древних поперечных депрессий, поднятий и глубинных разломов, хотя и не так заметны, как в отложениях девона и карбона.

Что же касается обратной зависимости тектонических деформаций от литологических особенностей и мощности осадочного чехла, то достаточно указать на приуроченность брахантиклинальных солянокупольных структур к северной и южной прибортовым впадинам, в которых происходило основное накопление девонской и нижнепермской соли. Во многих случаях локальные структуры относятся к участкам пересечения продольных и поперечных разломов. На участках слабого развития или отсутствия соленосных отложений в зонах развития глубинных разломов развивались куполообразные структуры и флексуорообразные перегибы слоев.

В Крымской провинции, связанной с эпигерцинской Скифской платформой, наиболее широко распространены осадки мел-палеогенового возраста. В домеловом фундаменте здесь выявлено несколько поднятых участков: Симферопольский, Новоселовский, Новоцарицынский, Усть-Салгирский, Херсонско-Перекопский, Новотроицко-Балашевский и др. Они влияли на изменение мощностей и литофаций осадочного чехла. В частности, в пределах Симферопольского, Новоселовского, Новоцарицынского и Усть-Салгирского поднятий в равнинном Крыму и на Ново-Маячкинско-Армянском и Новотроицко-Балашевском поднятиях в северном Присивашье сокращается мощность нижнемеловых осадков. Максимальное развитие вулканических и грубокластических терригенных образований этого времени отмечается в зоне продольного глубинного разлома, развитого на границе южного склона Украинского кристаллического щита и Скифской молодой платформы. В пределах Каркинитской и Сивашской впадин Северо-Крымского прогиба, Альминской и Индольской впадин Предкрымского прогиба мощности нижнемеловых образований увеличиваются, и изменяется их фациальный состав в сторону преобладания тонкокластических терригенных и карбонатных седиментов.

В отложениях более поздних периодов влияние поднятых участков фундамента уменьшается. Однако и в них на определенных этапах седиментации эта зависимость ощущается. Например, в пределах Симферопольско-Новоселовского поднятия отсутствуют отложения дан-палеоцено-

вого времени. В то же время они распространены на склонах этого поднятия и в примыкающих к нему Евпаторийском и Альминском прогибах, где выражены органогенно-детритовыми песчаными известняками с прослоями аргиллитов и песчаников.

Складчатость осадочного чехла наиболее интенсивно проявилась на южном склоне Северо-Крымского прогиба, т. е. в зоне резкого перепада градиента мощности пород в направлении от Новоселовского и Царицынского выступов к Каркинитской и Сивашской впадинам. Структурообразованием сопровождаются также Усть-Салгирская, Симферопольско-Новоселовская, Перекопско-Херсонская и Новотроицко-Балашовская поперечные зоны поднятий, ограниченные глубинными разломами.

Таким образом, приведенный фактический материал по нефтегазонасыщенным провинциям Украины свидетельствует о тесной взаимообусловленной связи тектоники и седиментации.

И. М. Афанасьева, Э. Я. Жовинский, Л. Г. Ткачук

ОСОБЕННОСТИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ СОВЕТСКИХ КАРПАТ И ЮГО-ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В карпатской складчатой области мощность мезокайнозойских отложений превышает 10 000 м. Эти отложения представлены главным образом породами меловой и палеогеновой флишевой формации. В нижней части разреза развиты вулканогенно-терригенно-карбонатный комплекс юры и терригенно-карбонатный комплекс триаса. Разновозрастные толщи отличаются по составу пород и специфике постседиментационных изменений. Процессы, обусловившие постседиментационные преобразования, отражены в той или иной мере в породах, что позволяет определять в них признаки различных стадий преобразования.

Диagenетические преобразования обычно настолько затупеваны наложенными процессами эпигенеза, что о них можно судить по различным поликомпонентным конкреционным образованиям (карбонатов железа, магния, кальция, марганца, сульфидов железа, а также, вероятно, псевдоморфоз по органическим остаткам). Многообразие сочетания основных компонентов, составляющих конкрецию, а также аксессуарных элементов доказывает, что перераспределение вещества осадка в диагенезе в породах различного литологического состава имело сложный характер.

В Карпатской складчатой области наблюдаются прогрессивный и регрессивный эпигенезы, проявляющиеся в породах изученной толщи наиболее широко. Значительное увеличение глубины погружения осадочных пород вызывает изменения, близкие по своему характеру и направленности к региональному метаморфизму. Изменение термодинамической обстановки — повышение давления и температуры — влечет за собой перекристаллизацию ранее образовавшихся метастабильных фаз с образованием более устойчивых соединений, замещение одних минералов другими и пр.

Направленная последовательность изменений особенно четко замечена в изменении первичного глинистого вещества с постепенно возрастающим кверху размером составляющих частиц. Для пород палеогена свой-

стве поликомпонентный состав глинистых минералов, среди которых отмечаются смешанослойные образования, каолинит, монтмориллонит, хлорит, гидрослюда. В меловых породах присутствует каолинит-хлорит-гидрослюдистая или каолинит-гидрослюдистая ассоциация, сменяющаяся в юрских породах устойчивой ассоциацией хлорит-диоктаэдрическая гидрослюда. При таком преобразовании глинистых минералов высвобождается большое количество SiO_2 . Ступени наиболее глубокого эпигенетического преобразования характеризуются присутствием диоктаэдрической слюды серицитового типа, что присуще породам триаса.

Прогрессивный эпигенез вызывает перекристаллизацию карбонатов, регенерацию полевых шпатов и кварца, образование вторичных (чаще всего карбонатных) цементов. Перекристаллизация карбонатов сопровождается уменьшением содержаний элементов-примесей и слабым изменением изотопного состава кислорода. Полученные изотопные данные для перекристаллизованных хемогенных известняков юры в пределах $19,2-24,3 \delta\text{O}^{18}$ доказывают незначительную роль поверхностных вод в процессе перекристаллизации карбонатного вещества. Гомогенизация включений в большинстве образцов эпигенетических кальцитов происходит при температуре от 77 до 119°C . Таким образом, отмеченные эпигенетические преобразования протекали при температурах порядка $77-119^\circ\text{C}$ и, вероятно, более высоких. Прогрессивный эпигенез характеризуется переходом опала в халцедон, кварцин и кварц, а также кремниевым и натровым метасоматозом и появлением новообразований кремнезема (халцедон, кварц, кварцин) и альбита.

Более глубокие изменения отмечаются в триасе — юре, где характерные ассоциации новообразованных минералов — диоктаэдрическая слюда, хлорит и кварц — получают окончательное минералогическое и структурное оформление. Минералогический состав и структурно-текстурные черты сходны с типичными породами зеленосланцевой ступени метаморфизма. Эти преобразования происходили в термодинамических условиях низких субфаций зеленосланцевой фации динамотермального метаморфизма, что и обусловило формирование пород с качественно новыми минералогическими и структурно-текстурными признаками. Все эти метаморфические преобразования локальны и связаны с тектоно-магматической (вулканической) активизацией и широким развитием надвиговых явлений.

Стадия регрессивного эпигенеза характеризуется широким развитием процессов карбонатного замещения и связывается по времени с восходящими тектоническими движениями в Карпатской геосинклинали. Здесь широко развиваются процессы карбонатного метасоматоза и образуются вторичные известняки по терригенным породам. Формирование кальцита в этом случае (по данным изотопного анализа кислорода и изменения температур гомогенизации включений) происходило в низкотемпературной ($-20-22^\circ$) водной среде, имеющей легкий изотопный состав кислорода.

Вторичные изменения осадочных пород отчетливо выражены в отложениях юго-запада Восточно-Европейской платформы, где они залегают на глубинах $0-800$ м, а в передовом прогибе Галицийской складчатой области погружаются до глубин 7000 м. Ведущие факторы преобразования осадочных пород — подземные воды, их химический состав и гидродинамические особенности, а также гидростатическое давление. В этих условиях преобразование осадочных пород фиксируется в изменении их физических и структурно-текстурных особенностей (пористости, дробления, появления структур вдавливания, травления, приспособления контактов и др.), а также в аутигенном минералообразовании (низкотемпературные метасоматические замещения и выпадение из циркулирующих растворов).

Влияние гидростатического давления хорошо отражено в зональном вертикальном распределении ассоциаций глинистых минералов (сверху

вниз): гидрослюда — монтмориллонит-каолинитовая, гидрослюда — каолинитовая, гидрослюдистая, хлорит-гидрослюдистая, а также в изменении пористости глинистых пород (на глубине 0—200 м средняя пористость 12%; на глубинах 400—600 м — 10,3%). Однако это не свойственно песчаным породам. Увеличение их пористости с глубиной объясняется усилением в этом направлении химической активности подземных вод. Широкое развитие процессов разъедания терригенных минералов — полевых шпатов и кварца — объясняется воздействием глубинных «метаморфизованных» вод, более насыщенных фтором и другими активными элементами. Эти минерализованные воды изменяют стабильные условия равновесия системы раствор — порода и вызывают замещение кальцита флюоритом, сульфидами, а также выпадение из раствора барита, кальцита, флюорита, фосфатов и других минералов.

Наиболее интенсивные эпигенетические преобразования осадочных пород происходят в зонах тектонических нарушений. В периоды вулканической и тектонической активизации территории здесь происходит изменение состава подземных вод и их прогрев за счет вулканических эвгаляций.

Это несколько затушевывает картину постепенного изменения осадочных пород и создает трудности в изучении начальных, диагенетических преобразований.

Г. Э. Прозорович, С. Г. Саркисян

КАТАГЕНЕЗ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА

Изучение катагенеза юрских и меловых отложений, вскрытых бурением на глубине до 4 км, проводилось комплексно и в связи с проблемами геологии нефти и газа (Прозорович, Саркисян, 1973).

В центре и на севере бассейна, в зоне максимальной нефтегазоносности терригенные юрские и меловые отложения представлены преимущественно в морских и прибрежно-морских фациях. Состав песчаников и алевролитов изменяется от аркозовых в верхних частях разрезов до граувакковых внизу, в нижнемеловых и юрских отложениях.

Катагенетическое растворение акцессорных гранатов и сфена приводит к формированию черепицеподобных поверхностей на зернах этих минералов. Установлено, что вниз по разрезу число зерен с такой поверхностью увеличивается, а с глубин 2,0—2,3 км они уже составляют более 70—90% их количества в песчано-алевритовых породах. Соотношение акцессорных обломочных и новообразованных минералов титана в этих же породах с глубиной изменяется в пользу последних и является следствием катагенеза. Сравнение измененности перечисленных минералов в разновозрастных отложениях, залегающих близко к поверхности (0,4—0,5 км) и на больших глубинах (3,5—4,0 км), свидетельствует о большой роли температур в ускорении катагенеза.

Сопоставление степени катагенеза гранатов, сфена и титансодержащих минералов нефтеносных пород, в которых процессы катагенеза приостановлены после заполнения их нефтью, с изменением интенсивности его на различных глубинах в водонасыщенных коллекторах позволяет в первом приближении определять время формирования залежей нефти и газа. Можно констатировать, что первые заметно древнее, чем залежи

газа вне зависимости от возраста вмещающих пород. Такой же вывод следует из сравнительного анализа степени пелитизации полевых шпатов и количества регенерированных зерен обломочного кварца внутри контура нефтеносности, в нефтеносных породах и за ним — в водоносных коллекторах. В редких молодых залежах такого различия не устанавливается (Прозорович, 1966; Прозорович и др., 1966).

Интересно отметить, что глубже 2,0—2,5 км наблюдается различие в уплотнении гранулярных коллекторов, насыщенных водой и нефтью. Гравитационное уплотнение происходит вследствие как пластической деформации обломков эффузивных глинистых пород и сланцев в результате механического внедрения и вдавливания прочных зерен в менее прочные, так и растворения зерен под давлением на контактах друг с другом, что также приводит к возникновению конформных контактов. Количественными подсчетами установлено, что в нефтеносных гранулярных коллекторах преобладает уплотнение за счет пластической деформации из-за того, что процессы растворения обломочного материала резко подавлены. Гравитационное уплотнение одновозрастных водоносных коллекторов протекает при пластической деформации и в результате значительного растворения обломков (Запиров, Прозорович, 1967).

Доля конформных межзерновых контактов возрастает по мере погружения пород. До глубин 2,3—2,4 км они составляют 10—20% всех типов межзерновых контактов. Глубже их количество увеличивается до 65—75% при мощности платформенного чехла 3,5—4,0 км. Этот процесс сопровождается уплотнением терригенных пород, уменьшением размера пор, потерей пористости и проницаемости, что обуславливает вертикальную зональность в распределении гранулярных коллекторов. Породы верхней зоны высокопроницаемы (сотни миллидарси) и высокочемки (открытая пористость 22—34%), а породы нижней обладают слабой проницаемостью (100 мДарси) и малой емкостью (пористость 7—14%). Регенерационные образования кварца и полевых шпатов существенно не снижают емкостные и фильтрационные свойства коллекторов, так как их количество незначительно.

В разрезе рассматриваемых отложений устанавливается зональность минералогического состава глин, обусловленная катагенетическими превращениями и выражающаяся в трансформации монтмориллонита через смешанослойные образования в гидрослюда. Последняя вместе с хлоритом становится породообразующим минералом на больших глубинах, превышающих 2,0—2,5 км. В верхних частях разреза до глубин 1,2—1,5 км в составе глин преобладают монтмориллонит и смешанослойные минералы с высоким содержанием набухающих пакетов. Качество покрышек залежей нефти и газа заметно зависит от пластичности глин и улучшается вверх по разрезу. В верхней части разреза глины пластичны (коэффициент пластичности более 6—8). Глубже 2,0—2,5 км коэффициент пластичности снижается до 2. Расчетная трещиноватость глин изменяется от первых единиц в верхней части разреза до 35—40 1/м на глубинах около 3 км и более.

Рассмотрим несколько подробнее уплотнение глин и влияние его на соотношение объемов метана, образующегося при катагенезе рассеянного органического вещества (РОВ), и воды, отжимаемой при уплотнении и катагенезе глин. Оценка такого соотношения на стадиях катагенеза от бурогоугольной до газовой и роль их при формировании залежей газа были даны в работах Н. М. Кругликова (1967), В. С. Вышемирского и др. (1971). Масштабы образования метана из РОВ на различных стадиях катагенеза, включая антрацитовую, показаны в таблице. Основой для расчета послужили работы В. А. Успенского (1954), Н. Б. Вассоевича и др. (1969). Доля метана в массе летучих продуктов метаморфизма постоянно увеличивается на все более поздних стадиях катагенеза. Если же рассматривать интенсивность метанообразования из РОВ, исходя из содер-

Масштабы образования метана и соотношение объемов его и отжимаемой при уплотнении и гиброслюбизации глины собой на разных стадиях катагенеза

Примерные масштабы глубин (км) и температур в °С (в скобках) при геотермическом градиенте 3 °С на 100 м (на конце стадии)	Стадии катагенеза	Остаток массы угля на конце каждой стадии катагенеза (% к исходной массе)	Масса метана, образующаяся при метаморфизме углей на каждой стадии		Плотность глины в т/м³ и их абсолютная пористость (в скобках), %	Исходный объем глины 1 м³, РОВ — 5 вес. %						
			от исходной массы угля, %	от массы летучих продуктов, %		уменьшение объема глин	изменение объема порового пространства	количество отжатой поровой воды	суммарное количество отжатой поровой и конституционной воды	объем метана (нм³), образовавшегося из гумусового РОВ	интенсивность метанообразования (нм³ на 100 м погружения)	отношение объемов метана и суммарного количества отжатой воды, $\frac{\text{нм}^3}{\text{м}^3}$
0,2(20)	ТФ	71,2	33	41,6	2,0(32)	0,920	0,290	0,110	0,110	4,1	2,05	37
1,5(60)	Б	50,2	55	26,3	2,2(48)	0,790	0,140	0,150	0,250	6,9	0,53	28
2,2(80)	Д	49,2	0,3	32,6	2,4(13)	0,750	0,100	0,040	0,150	0,4	0,06	3
3,5(120)	Г	45,5	1,4	38,9	2,5(9)	0,720	0,065	0,035	0,175	1,8	0,12	10
4,0(135)	Ж	43,2	1,0	44,6	2,6(8,5)	0,717	0,061	0,004	0,004	1,2	0,24	300
4,5(150)	К	41,5	0,9	50,9	2,65(8)	0,714	0,057	0,004	0,004	1,1	0,22	275
5,5(180)	ПСТ	40,8	0,4	57,6	2,7(6,5)	0,703	0,046	0,011	0,011	0,5	0,05	45
10,0(300)	А	36,5	2,8	65,1	2,75(4)	0,685	0,027	0,019	0,019	3,5	0,08	184

жания его в количестве 5% по весу в 1 м³ глины и рассчитывая с учетом уменьшения массы РОВ при метаморфизме и исходного объема глины по мере погружения и уплотнения ее, то эта интенсивность велика лишь для торфяной стадии, а глубже заметно уменьшается до коксовой стадии и остается примерно одного порядка. На паровичнотой и антрацитовых стадиях она еще более понижается. Абсолютные же количества метана, генерируемые на ранних стадиях (торфяной и буроугольной), максимальны. На торфяной стадии из того же РОВ генерируется 4,1 м³ метана. Если не учитывать сорбцию метана породой, РОВ и растворение его в поровой воде, то соотношение объемов метана и отжимаемой на торфяной стадии из глин воды составит 37.

На буроугольной, длиннопламенной и газовой стадиях катагенеза к объему воды, отжимаемой при уплотнении глин, добавляется особенно значительное количество конституционной воды, освобождающейся при гидрослюдизации монтмориллонита (около 20% веса этого минерала). Ее объем учтен из расчета гидрослюдизации 30; 30 и 40% монтмориллонита (от исходного его количества) соответственно на названных стадиях. При более глубоком изменении пород количество этой воды изменяется из-за почти полной гидрослюдизации набухающих минералов. С учетом этого и рассчитаны соотношения объемов генерируемого метана и отжимаемой воды (газовый фактор) на стадиях катагенеза вплоть до антрацитовых.

Привлекает внимание наличие двух максимумов этого параметра. Первый связан с торфяной и буроугольной стадиями. Второй, наиболее резко выраженный, максимум падает на жирную и глубокие, вплоть до антрацитовых, стадии катагенеза. Ему свойственно резкое превышение объемов генерируемого метана над объемами отжимаемой воды. Это свидетельствует о том, что миграция метана из глин глубокозалегающих горизонтов происходит преимущественно в виде струйной ее формы, в свободной фазе, что наиболее благоприятствует возникновению струйной миграции свободного метана вверх по разрезу*. Этому же способствует и повышенная трещиноватость глин покрышек на больших глубинах. Такая миграция создает наилучшие условия для формирования залежей и зон газонакопления под наиболее высококачественными покрывками верхних частей нефтегазоносных отложений.

Другой источник метана в глубоких горизонтах — термokatалитические превращения нефтей, протекающие совместно с процессами гидрогенизации. Особенно больших масштабов они достигают на коксовой и более глубоких стадиях катагенеза, т. е. на больших глубинах. Все это обуславливает возникновение восходящей струйной миграции метана в тех областях нефтегазоносных бассейнов, в которых мощности осадочных пород превышают 3,5—4,0 км, а степень катагенеза достигает жирной и более глубоких стадий. Это находит косвенное подтверждение в распределении запасов газа в некоторых бассейнах. Так, ранее была установлена закономерность (Прозорович и др., 1971; Сверчков и др., 1971), заключающаяся в том, что в платформенных областях, в районах с наибольшими мощностями платформенных чехлов, в общем балансе выявленных запасов жидких и газообразных углеводородов последние возрастают, иногда до преобладания запасов газа. Такие тенденции отчетливо проявляются

* Приведенный в таблице расчет носит оценочный характер, так как в нем не учтены из-за большой сложности и малого количества исходных данных особенности, изменяющие газовый фактор генерации метана. Например, сорбция метана породами и РОВ несколько уменьшает газовые факторы верхнего максимума и увеличивает их на больших глубинах, так как сорбционная емкость пород при больших температурах (150—180 °C) падает почти до нуля и способствует высвобождению метана. Увеличение растворимости метана в водах с ростом температур и давлений ведет, очевидно, к уменьшению (по сравнению с расчетными) газовых факторов с глубиной. Но этой тенденции противоположна другая — большая доля воды в глинах при уменьшении их пористости находится в связанном состоянии, что резко уменьшает ее растворяющие свойства.

для Западно-Сибирского, Волго-Уральского, Тимано-Печорского, Южно-Каспийского, Днепровско-Донецкого (с Припятской впадиной) бассейнов для североамериканских провинций (Gulf Coast), для Арктического и других бассейнов.

Можно указать еще на одно существенное обстоятельство. Когда в разрезе нефтегазоносных бассейнов присутствуют высококачественные галогенные покрывки, залегающие на глубинах около 2,5—3,5 км, т. е. несколько ниже главной зоны нефтеобразования (Вассоевич, 1967), то выше них встречаются залежи нефти. Под галогенными же покрывками в этих случаях обычно широко распространены залежи газа и газоконденсата, что свидетельствует о поступлении его из глубоководных отложений и о слабой сообщаемости подсолевого и надсолевого комплексов. Примеры этому по Эмбенскому нефтегазоносному району, Североморской провинции, где в терригенных образованиях юры и мела встречается преимущественно нефть, а под триасово-пермскими галогенными толщами широко распространен газ.

Отмеченные общие черты распространения зон повышенной газонасыщенности в некоторых нефтегазоносных бассейнах, а также изменение соотношений объемов метана и отжимаемой из глин воды на разных стадиях катагенеза дают веские основания, как нам кажется, для того, чтобы судить о весьма значительной роли газов глубоких горизонтов в формировании таких зон. Поэтому целесообразно называть период генерации метана в отложениях, находящихся на стадиях катагенеза от жирной и до антрацитовой включительно, главной фазой газообразования (метанообразования) — ГФГ, как это было предложено нами в апреле 1973 г. на совещании по полезным ископаемым Западной Сибири, проходившем в Новосибирске. Аналогичную точку зрения, но с несколько иных позиций высказали А. М. Акрамходжаев, С. Г. Неручев и Г. М. Парпарова.

Надо полагать, что основная масса запасов газа преимущественно газонасыщенных зон не была сформирована за счет метана ранних стадий метаморфизма РОВ — торфяной и бурогольной. Если бы газ этих стадий формировал газонасыщенные зоны, то мы должны были бы наблюдать сейчас повсеместно в нефтегазоносных бассейнах мощные газонасыщенные зоны на глубинах первых сотен метров, где отложения изменены до торфяной и бурогольной стадий. Необходимо также учесть, что диффузионные потери газа за геологическое время огромны. В. А. Соколов (1966) отмечал, что трудно представить возможность сохранения залежей газа, образовавшихся в мезозойскую и палеозойскую эры.

Таковы основные результаты изучения катагенеза продуктивных отложений для решений вопросов геологии нефти и газа.

ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н. Б.* Теория осадочно-миграционного происхождения нефти.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1967, № 11.
- Вассоевич Н. Б., Корчагина Ю. И.* Главная фаза нефтеобразования.— «Вест. Московск. ун-та», 1969, № 6.
- Вышемирский В. С., Конторович А. Э., Трофимук А. А.* Миграция рассеянных битуменов. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Зарипов О. Г., Прозорович Г. Э.* О различиях эпигенетического уплотнения водонасыщенных и нефтенасыщенных пород-коллекторов (на примере продуктивных горизонтов Сургутского свода, Западная Сибирь).— «Докл. АН СССР», 1967, т. 176, № 5.
- Кругликов Н. М.* Характер изменения содержания растворенного в пластовых водах газа как признак проявления процессов миграции газа в свободной фазе.— В кн.: Условия формирования и закономерности размещения месторождений нефти и газа. Ленинград, «Недра», 1967.
- Прозорович Г. Э.* Соотношение минералов титана как показатель времени формирования Усть-Бальзского месторождения нефти (Западная Сибирь).— Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 3.

Прозорович Г. Э., Валюженич З. Л. Регенерация кварца и пелитизация полевых шпатов в нефтеносных и водоносных песчаниках Усть-Балыкского месторождения нефти (Западная Сибирь).— «Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 4.

Прозорович Г. Э., Потеряева В. В. О качестве нефтей и вероятном соотношении запасов нефти и газа в связи со временем формирования их залежей.— «Нефтегазовая геология и геофизика», 1974, № 7.

Прозорович Г. Э., Саркисян Г. С. Основные направления исследований в литологии нефтегазоносных отложений.— В кн.: Литологические критерии и прогноз нефтегазоносности. Тюмень, 1973. (Труды ЗапсибНИГНИ, вып. 66).

Сверчков Г. П., Лазарев В. С. Размещение залежей нефти и газа на эпигерпидских плитах.— В кн.: Анализ влияния различных факторов на размещение и формирование месторождений нефти и газа. «Недра», 1974.

Соколов В. А. Геохимия газов земной коры и атмосферы. М., «Недра», 1966.

Успенский В. А. Опыт материального баланса процессов, происходящих при метаморфизме угольных пластов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1954, № 6.

М. А. Сагиан

ЛИТОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОФИОЛИТОВЫХ ПРОГИБОВ АРМЕНИИ (МАЛЫЙ КAVKAZ)

Литология кремнисто-вулканогенных комплексов имеет важное значение для оценки генезиса кремненакопления и взаимоотношений кремнистых и вулканогенных образований — главных типов стратифицированных пород офиолитовых серий. Эти исследования, охватывающие один из аспектов офиолитовой проблемы, имеют первоочередную задачу — оценить палеогеографию офиолитовых бассейнов. Проблема, как известно, сложная и дискуссионная (Пейве, 1969).

КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ, ЕЕ СОСТАВ И МЕСТО В РЯДЕ ФОРМАЦИЙ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ

В познании стадийности развития офиолитовых поясов региона — Амасийско-Севанского и Еревано-Ордубадского — ключевое значение имеет строение и состав кремнисто-вулканогенной формации (табл. 1).

Парагенезис I. Основные эффузивы, радиоляриты, реже микрозернистые известняки. Характерен для Амасийско-Севанской зоны. В зоне максимальных мощностей формации, в приводораздельной части Севанского хребта радиоляриты представлены наиболее разнообразно (табл. 2, 3) и слагают мощные (до 20—80 м) ритмично построенные пачки, прослеживаемые более чем на 300—500 м. Основание ритмопачек (мезоритмов) обычно сложено известковыми радиоляритами и микрозернистыми известняками, которые выше сменяются ритмично чередующимися слоями светлых кремней и глинистых силицитов; средняя часть пачки сложена наиболее широко развитыми железисто-кремнистыми радиоляритами и апорадиоляритами (сургучными яшмами), наконец, кровля — нередко марганцовистыми радиоляритами.

Парагенезис II. Основные и кислые вулканыты (эффузивы, вулканические брекчии), радиоляриты, обломочные силициты, микрозернистые и органогенные перекристаллизованные известняки. Слагают зоны сокращенных мощностей Амасийско-Севанской зоны; кислые, дацитовые лавы и брекчии приурочены к кровле формации и имеют подчиненное значение.

Стадийность развития зон распространения офиолитовых серий Армении и типы альбских — позднемеловых стратифицированных формаций

Стадия развития	Формация	
	Амасийско-Севанская зона	Еревано-Ордубадская зона
Постофиолитовая	Терригенная и карбонатная (давний — нижний эоцен) Известняковая микрозернистая (поздний сенон) Граувакковая, офиолитокластическая (поздний коньяк)	Терригенно-карбонатная флишoidalная (давний — палеоцен) Известняковая микрозернистая, участками органогенно-детритовая (сантон — поздний сенон) Граувакковая, офиолитокластическая (поздний коньяк)
Офиолитовая А. Зона вулканического трога Б. Зона шельфа по периферии вулканического трога	Кремнисто-эффузивная (альб? — дораннесенонская) Известняковая органогенно-детритовая, терригенная с пирокластической примесью (альб — ранний коньяк)	Кремнисто-эффузивно-пирокластическая (альб — дораннесенонская) Известняковая органогенно-детритовая терригенная, участками с базальтами и дацитами (альб — ранний коньяк)
Доофиолитовая	Карбонатно-вулканогенная базальтово-диоритовая и аналогичная по составу вулкаников, но без значительной примеси осадочных пород (поздняя юра — неоком) Андезитовая (?) — средняя юра Формации герцинского этапа неизвестны	Терригенная и терригенно-карбонатные (средний — верхний палеозой — триас) Участками терригенные и маломощные основные вулканические раннемезозойские формации

Радиоляриты представлены маломощными (2—3, изредка до 15—20 м) линзами. Состав их преимущественно железисто-кремнистый и известковый. Характерен парагенез их с известняками. Встречаются горизонты вулканокристаллических песчаников, обломочных силицифов, линзы серпентинитовых песчаников. Сходная, но несколько обедненная ассоциация пород наблюдается в сокращенных по мощности разрезах Еревано-Ордубадской зоны.

Парагенезис III. Псаммитовые и пелито-алевритовые туфы андезито-базальтового состава, тефроиды, туффиты, микрозернистые известняки, известковистые и кремнистые радиоляриты. Типичен для мощных разрезов формации Еревано-Ордубадской зоны. Мощность пачек пирокластолитов составляет до 30—50 м, радиоляритов — не более 5—15 м, состав их известковый и слабожелезисто-кремнистый. Горизонты микрозернистых известняков тоже значительно распространены в этих разрезах формации.

Парагенезис IV. Диабазы, андезиты, очень редко туфы и спилиты. Радиоляриты, известняки не обнаруживаются или слагают маломощные единичные линзы. Мощность вулкаников местами достигает 1000 м (скв. № 1 — Маркара в Еревано-Ордубадской зоне, бассейн р. Караиман на южных склонах Севанского хребта), распространение этой однородной ассоциации локальное.

Возраст кремнисто-вулканогенной формации остается спорным. Предварительные определения радиолярий, выполненные в начале 50-х годов, были причиной утверждений о верхнеюрском — нижнемеловом возрасте радиоляритов. Вопрос этот неоднократно обсуждался в литературе (Аслаян, 1958; Книшнер, 1975; Сатиан, 1974), отметим лишь следующие новые результаты: а) обнаружение глоботрункановых известняков, слагающих прослой среди известковистых радиоляритов в 1 км севернее с. Гейсу (Севанский хребет); б) обнаружение верхнемелового (видового)

Главные типы радиоляритов офиолитовых поясов Армении и особенности их состава и строения

Типы радиоляритов	Структурно-текстурные особенности	Микроструктурно-текстурные особенности
Железисто-кремнистые	<p>Буровато-красные и «сургучные», крепкие и хрупкие, тонкослойные (3—10 см), слоистость горизонтальная довольно выдержанная, но местами с выклиниванием слоев, расщеплением слоя на несколько относительно тонких слоев, конседиментационным смятием, микробросами. Отдельные слои имеют на поверхности наслоения знаки волновой ряби и струйных течений. Нередки пятна и полосы — участки депигментации желтовато-серого цвета</p>	<p>Структура органогенная, органогенно-микрзернистая, нередко деформированная, реликтовая («следы» радиолярий), чаще текстура микрослоистая: чередование кремнисто-глинистыми слоями, либо из-за неравномерного распределения радиолярий. Последние слагаются кварцем и редко халцедоном, полости — обычно окислами железа</p>
Марганцовисто-кремнистые	<p>Темно-коричневые, на выветрелой поверхности иссиня-черные, крепкие и хрупкие, тонко- и среднеслойные, менее отчетливо слоистые. Слоистость горизонтальная, местами мелковолнистая, нередко конседиментационные складки, следы струйных течений, иногда знаки волновой ряби. С железисто-кремнистыми радиоляритами образуют постепенные переходы через переслаивание тонких красных и черных слоев (0,5—1,5 см). Иногда содержат прослой эксталяционных красных кремней</p>	<p>Основная скрепляющая радиолярии масса интенсивно пигментирована и разбавлена окислами железа и марганца. Структуры те же, что и для железисто-кремнистых разновидностей, за исключением реликтовой. Сохранность скелетов радиолярий наилучшая. Текстура однородная и микрослоистая</p>
Кремнистые	<p>Желтовато-светло-серые, на выветрелой поверхности пятнисто-красноватые, крепкие и сравнительно менее хрупкие. Тонкослойные (2—4 см), с пропластками алевритисто-глинистых разновидностей бурого цвета, значительно крепких</p>	<p>Структура органогенно-микрзернистая и тонкозернистая, довольно часто — реликтовая. Текстура изредка микрослоистая: переслаивание более или менее железистых (пигментированных) слоев</p>
Глинисто-кремнистые	<p>Бурые, красновато-коричневые, средней крепости, тонколистватые, нередко слабо алевритистые. Слагают тонкие (2—5 см) пропластки среди железисто-кремнистых и особенно часто среди кремнистых радиоляритов. Нередко это чередование ритмичное</p>	<p>Структура органогенная и органогенно-пеллитовая, нередко пятнистая. Глинистые минералы: гидрослюда (1 М и 2 М₁), реже хлорит, изредка каолинит?</p>
Известковые	<p>Розоватые и коричневые, менее крепкие и заметно менее хрупкие, чем кремнистые разновидности. Отчетливо тонкослойные (0,5—1,5 см, местами 3—5 см), поверхность наслоения горизонтальная и мелковолнистая, иногда косослойная, со следами конседиментационного ошлоения. Нередко ритмично чередуются с пакетами розоватых тонкослойных микрзернисто-фораминиферных известняков, изредка содержат тонкие пропластки (0,05—0,2 см) псаммитового туффита. В известковых прослоях встречаются более песчаные разновидности фораминиферных известняков. Есть пропластки со следами ходов плодов, изредка отмечаются раковины белемнитов</p>	<p>Структура органогенная и органогенно-микрзернистая. Микрзернистая масса карбонатная (преимущественно кальцитовая), неравномерно пигментированная гидроокислами железа. Раковины радиолярий сложены кварцем и халцедоном, в некоторых разновидностях они интенсивно кальцитизированы. В виде постоянной примеси встречаются фораминиферы. Текстура микрослоистая, обусловленная неравномерной пигментацией окислами железа и распределением раковин радиолярий, игл и детрита раковин, изредка спикул губок</p>

Химический состав радиоляритов Армении

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	85,76	90,52	69,47	42,20	89,65	89,81	82,05	92,03	76,16	79,05	90,70	73,25
TiO ₂	0,49	0,13	0,45	0,13	—	—	—	—	—	0,16	0,10	0,23
Al ₂ O ₃	0,16	3,79	7,86	5,57	1,60	1,85	5,78	3,12	5,05	7,11	2,00	4,78
Fe ₂ O ₃	1,30	1,15	3,32	2,50	2,32	2,13	4,84	2,42	9,15	5,75	2,00	16,03
FeO	—	0,14	0,43	—	0,43	0,43	0,14	0,71	0,14	0,14	1,76	0,43
MnO	0,01	0,01	0,12	0,09	0,71	0,09	0,71	0,10	4,85	1,95	0,30	0,42
CaO	6,02	0,92	6,51	26,53	1,33	0,63	1,12	0,56	0,81	1,02	0,84	1,23
MgO	1,37	0,42	1,51	0,50	1,35	2,35	1,32	—	0,28	1,25	0,40	1,43
Na ₂ O	0,17	0,57	1,20	1,75	0,60	0,60	0,60	0,25	0,40	0,40	0,10	0,01
K ₂ O	0,25	0,62	1,45	0,15	0,80	1,10	1,50	0,53	1,40	1,50	0,45	1,50
P ₂ O ₅	—	—	0,17	—	—	—	—	—	—	0,05	—	0,39
П. п. п.	5,23	1,73	7,48	21,16	1,68	1,52	2,06	0,77	2,18	2,02	1,00	1,02
H ₂ O	0,08	0,14	—	0,04	0,16	0,16	0,48	0,12	0,31	0,32	0,20	0,08
SO ₃	—	—	—	—	0,02	0,03	—	—	0,04	—	—	—
Сумма	100,84	100,14	99,97	100,62	100,65	100,70	100,60	100,61	100,77	100,72	99,85	100,80

Примечание. 1—10 — радиоляриты: 1 — кремнистый, с известковой и железистой примесью, среднее течение р. Кюсуз, бассейн р. Веди; 2 — кремнистый, слабо железистый, там же; 3 — глинистый, скв. № 1 — Карабахлар; 4 — известковый, среднее течение р. Хосров; 5—6 — железисто-кремнистый, бассейн р. Ахурян; 7 — глинистый, там же; 8 — железисто-кремнистый, Севанский хребет, бассейн р. Гейсу; 9 — железисто-марганцевистый, там же; 10 — глинистый, там же; 11 — фтанитоид, бассейн р. Сатанахач; 12 — силицит железисто-кремнистый, Базумский хребет; № 1—4 — Еревано-Ордубадская зона, остальные — Амасийско-Севанская зона.

комплекса радиолярий в известковистых радиоляритах того же участка (результаты эти по нашим сборам получены Л. И. Казинцовой, ВСЕГЕИ); в) определение верхнемелового комплекса радиолярий (определение до рода) в разрезах верховья р. Сатанахач, Севанский хребет (определения Л. И. Казинцовой); г) данные радиологии о верхнемеловом возрасте калиевых спилитов Еревано-Ордубадской зоны (Сатиан, 1975). По региону Севанского хребта новые определения радиолярий, находки глоботрункан свидетельствуют о наличии верхнемеловых отложений в разрезах офиолитовой серии Севанского хребта. В зонах максимальных мощностей Амасийско-Севанского и Еревано-Ордубадского поясов возраст самой нижней секции разреза формации все же остается неясным, и если исходить из длительности радиоляриевой седиментации и значительных мощностей формации, то предположение об альбском возрасте базальных слоев формации может быть и не обосновательным. Косвенные доказательства были уже получены (Сатиан, 1975) по радиологическим данным.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОФИОЛИТОВЫХ БАССЕЙНОВ

В разрезе вулканитов радиоляриты слагают преимущественно линзы. Более мощные и выдержанные их пачки имеются лишь в средней секции разрезов зон максимальных мощностей формации Севанского хребта, где состав радиоляритов наиболее разнообразен. Определенную ясность в генезис этой примечательной и устойчивой ассоциации вносит изучение контактов радиоляритов и вулканитов. Среди них можно выделить контакты без признаков нарушения поверхности наложения радиоляритов, со слабыми признаками нарушения, сопровождаемыми брекчиевидной текстурой в приконтактных слоях радиоляритов, иногда лаво-кластической — в эффузивах, и, наконец, с очевидными признаками масштабных деструкций слоев радиоляритов. Крайнее выражение этого характерного процесса — растаскивание лавовым потоком фрагментов радиоляритов. Можно полагать, что степень деструкции зависела от мощности и скорости потока, от мощности и степени литифицированности радиоляриевых осадков. С другой стороны, линзовидная форма осадков уже была подготовлена самим расчлененным вулканическим рельефом дна бассейна, обновляемого подводными извержениями вулканов, оползневыми процессами и т. д. В зонах разломов, протрузивного выклинивания серпентинитов первичные седиментационные соотношения между радиоляритами и вулканитами оказываются в разной мере нарушенными, однако для главного объема формации *парагенетический* (конседиментационный) характер ассоциации радиоляритов и вулканитов остается вне сомнений.

Вариации содержания железа, марганца и карбоната кальция в радиоляритовых отложениях говорят о пространственной разобщенности полей преобладания карбонатной садки и зон подавленного карбонатакопления. Такой контрастный седиментационный план типичен Амасийско-Севанской зоне, между тем в Еревано-Ордубадской зоне карбонатная седиментация захватывает и зоны мелководья и в несколько иной форме (преобладание пелитоморфного кальцита) — наиболее удаленные глубоководные зоны прогиба. Однако вряд ли будет убедительно зоны ограниченного карбонатакопления (где все же имеются карбонатные породы и обогащенные карбонатным материалом радиоляриты) связывать с критической глубиной осаждения карбонатов. Карбонатакопление вероятнее всего подавлялось с усилением выноса CO_2 в связи с газогидротермальной деятельностью подводных вулканов. Тенденция повышения содержания Fe и Mn в кровле ритмопачки радиоляритов скорее также объяснима усилением эксгаляций и гидротермального истока. Нередки при-

Распространение радиоляритов и ассоциирующих с ними пород в офиолитовых поясах Армянской ССР

Порода и особенность строения	Пояс	
	Амасийско-Севанский	Ереванско-Ордубадский
Осадочные и вулканогенно-осадочные породы		
Линзы радиоляритов	+++++	+++++
Мощные пачки радиоляритов	++++	—
Железисто-кремнистые радиоляриты	+++++	+++
Марганцовистые радиоляриты	+++	—
Известковистые и известковые радиоляриты	++	+++++
Вулканогенно-территенные накопления	+	+
Пелитовые туффиты кремнистые	++++	++
Эксталяционные кремни	++	—
Брекчированные силлициты с кварцевым цементом (гидротермально-эксталяционным кварцем)	+	—
Брекчии серпентинитов осадочные	+++	+(?)
Известняки:		
микрозернистые и фораминиферовые	++	+
кристаллические с реликтами макрофауны	+	++
оолитовые	++	++
доломитовые	+	+
Марганцевые руды среди радиоляритов	+++	—
Офикальциты, офилоломиты	+++	+
Вулканические породы		
Диабазы	+++++	++++
Спилиты	+++	+++
Порфириты базальтоидов	++	++
Дациты	+	+
Вулканические брекчии	++	+
Псаммитовые туфы андезито-базальтов	+(?)	+++++
Интрузивные (и протрузивные) породы		
Тешениты	+(?)	++
Габбро-эссекситы	—	+
Габбро	+++	+++
Габбро полосчатые	+++	+
Гипербазиты (гарцбургиты и др.)	++++	++
Серпентиниты	++++	+++

Примечание. +++++ — очень много; ++++ — много; +++ — есть; ++ — мало; + — очень мало; — — нет, не обнаружены.

меры смены вверх по разрезу марганцовистых радиоляритов потоком эффузивов. Эксталяции в одних случаях нарастают и сменяются лавовым излиянием, в других же — спадают в интенсивности. Это случаи, когда выше ритмопачки марганцовистых радиоляритов следует новый ритм накопления, начинающийся с известковых либо глинистых радиоляритов.

В оценке тектонического строения офиолитовых зон мнение о постсреднеэоценовой главной фазе надвигообразования и об отсутствии в строении офиолитов покровов (Асланян, 1958; Паффенгольц, 1934) более убедительно. Сейсмическое профилирование последних лет (Егоркина и др., 1973) достаточно наглядно вскрыло пространственную совмещенность офиолитовых поясов с зонами глубинных разломов близвертикального заложения. Это подтверждается и характером регионального распределения стратифицированных пород. Состав и строение радиоляритов и их ассоциации с вулканитами обнаруживают определенные изменения не только вкострости простирающихся офиолитов в их современном положении в разрезе коры. Заметные вариации этих параметров, так же как и суммарных мощностей формации, реально могут наблюдаться по простираанию офиолитового пояса и по вертикальной последовательности наложения форма-

ции (Сатиан, 1974; Сатиан, 1975). Особо нужно подчеркнуть размещение кислых вулканитов и ассоциирующих с ними известковистых радиоляритов, так же как линз биогермных известняков в верхней секции разреза формации. Это коррелятивный признак для реконструкций строения формации в зонах наибольшей тектонической нарушенности. Наконец, каждый из офиолитовых поясов характеризуется специфическим набором осадочных, вулканогенно-осадочных и магматических пород (табл. 4). Важное место в седиментационно-тектонической зональности офиолитовых котловинных прогибов занимали их обрамлявшие зоны терригенного шельфа (Сатиан, 1975), где сбрасывался основной объем сносимого с древних поднятий обломочного материала, тем самым создавались условия для кремненакопления в троге. Морфология таких бассейнов, вероятно, наиболее сходна с современными рифтовыми бассейнами (Красное море, оз. Байкал). Можно утверждать, что кремненакопление протекало на больших глубинах в Амасийско-Севанском трогe, чем в Еревано-Ордубадском, но было бы ошибочным проводить какие-либо аналогии с радиоляритовыми илами современных океанов. Сосредоточение максимальных по мощности отложений в осевой части депрессий — другая отличительная черта офиолитовых прогибов.

ЛИТЕРАТУРА

- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, «Айпетрат», 1958.
 Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Строение земной коры северо-западной части Армении.— «Сов. геология», 1973, № 6.
 Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. М., «Наука», 1975.
 Ломизе М. Г. Вединский офиолитовый шов (Малый Кавказ). «Бюл. МОИП. Отд. и геол.», 1970, т. 45, № 6.
 Паффенгольц К. Н. Бассейн оз. Гокча (Севан). Геологический очерк— «Труды Всесоюз. геол.-развед. объединения», 1934, вып. 219.
 Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— «Геотектоника», 1969, № 4.
 Сатиан М. А. Альб — верхний мел — палеоцен.— В кн.: Литология. Т. V, Геология Армянской ССР, Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1974.
 Сатиан М. А. Строение Еревано-Ордубадской офиолитовой зоны (Малый Кавказ).— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1975, № 2.
 Хаин В. Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа. Опыт геодинамической интерпретации.— «Геотектоника», 1975, № 1.

Н. В. Пашалы, А. Г. Сеидов

ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ ЭОЦЕНОВЫХ И ПЛИОЦЕН- ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ РАЗЛИЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН АЗЕРБАЙДЖАНА

Источник питания — один из факторов, обуславливающих состав пород и возможность локализации и формирования в них полезных ископаемых. Нами рассматриваются источники питания эоценовых, средне-верхнеплиоценовых и плейстоценовых седиментационных бассейнов отдельных тектонических зон Азербайджана, на примерах которых

наглядно видна роль главных и второстепенных питающих провинций в образовании отложений этого возраста и размещении в них пород-коллекторов и различных полезных ископаемых.

Эоценовый бассейн распространялся в пределах Азербайджана на Предкавказский передовой прогиб и на юго-восточное погружение мегаантиклинория Большого Кавказа, где в обеих зонах с запада на восток происходит смена прибрежно-мелководных фаций мелководными (Сейдов, 1962; Хаин и др., 1952). Первые из них представлены глинами с прослоями песчаников и мергелей, а вторые — чередованием первых и последних типов пород. В восточной части Шемахино-Кобыстанского синклинория присутствуют прослои туфов, туффитов и бентонитов, наибольшая мощность которых в нижних интервалах разреза.

В северной части межгорной Куринской депрессии и по ее южному борту эоценовые отложения также накапливались в прибрежных условиях и представлены чередованием глин и мергелей с редкими прослоями песчаных известняков, гравелитов и конгломератов. В Талыше — это мощная вулканогенная толща, состоящая из потоков базальтов и андезитов, переслаивающихся с туфами, туфобрекчиями и туфопесчаниками (Мехтиев, Байрамов, 1953). Главный источник питания эоценового седиментационного бассейна в пределах Предкавказского передового прогиба и юго-восточного погружения мегаантиклинория Большого Кавказа — восточное окончание Кавказского острова, где размывались в основном осадочные породы юры и мела, дающие экзогенный материал. Наличие отдельных грубообломочных прослоев по южному борту Куринской депрессии и их состав указывают на существование близкой суши к югу от области развития этих отложений, т. е. в полосе современных Шахдагского, Мровдагского и Карабахского хребтов. В пределах Талыша главным поставщиком эоценового бассейна был эффузивный вулканизм, давший большое количество эксплозивного материала. Этот вулканизм питал широкластиковый эоценовый бассейн и в пределах юго-восточного погружения мегаантиклинория Большого Кавказа (Шемахино-Кобыстанский синклинорий), но здесь он — второстепенный источник питания.

Бассейн среднеплиоценового времени имел в основном меридиональное простирание и характеризовался в пределах рассматриваемой территории геосинклинальными условиями седиментации. В зависимости от интенсивности колебательных движений на водосборах и скорости накопления осадков, а также наличия устойчиво существовавших источников сноса происходило формирование различных по строению и составу литофациальных отложений. На юго-восточном погружении мегасинклинория Большого Кавказа формировались апшеронский и кобыстанский литофациальные типы, в передовых прогибах — прикаспийский и южнокаспийский, а в межгорной впадине прикуринский тип отложений (Путкарадзе, 1958; Султанов, 1949). Каждый из отмеченных литофациальных типов обуславливается отдельными областями развития, отличается мощностями, условиями залегания и вещественным составом.

Отложения апшеронской фации имеют широкое распространение. Они развиты на юго-восточном погружении мегаантиклинория Большого Кавказа в пределах Центрально-Апшеронского антиклинального пояса, антиклинория Апшеронского архипелага, в юго-восточной части Шемахино-Кобыстанского синклинория и в северной части Бакинского архипелага. Мощность отложений этой фации варьирует от 750 до 3500 м и ей свойствен аркозовый полевошпатово-кварцевый состав песчано-алевритовых пород — коллекторов. Основным источником питания пород этой фации была Русская платформа (Батурин, 1937; Путкарадзе, 1958), роль которой в южном направлении ослабевала, уступая место продуктам разрушения Большого и Малого Кавказа.

Большой Кавказ — главный источник сноса кобыстанской и прикаспийской фаций среднего плиоцена. Первая из них мощностью до 2800 м

развита в юго-восточной части Шемахино-Кобыстанского, а вторая мощностью до 2500 м — в Кусаро-Дивичинском синклиниях. Песчано-алевритовые породы — коллекторы этих фаций имеют полимиктовый граувакковый состав.

Прикуринская фация формировалась между горными сооружениями Большого и Малого Кавказа (Куринская межгорная впадина). Мощность отложений этой фации достигает 3000 м. Представлены они глинами, песчаниками, нередко конгломератами. Песчаники полимиктовые граувакковые, иногда кварц-полевошпатовые. Основными источниками сноса были Большой и Малый Кавказ. Судя по распространению грубообломочных пород, в преобладающем количестве развитых по северному борту Куринской депрессии, снос материала с Большого Кавказа был значительно интенсивнее, чем с Малого. Определенная роль в питании среднеплиоценового бассейна седиментационным материалом отводится и продуктам эрозии, фиксирующимся в разрезах продуктивной толщи в виде прослоев вулканических пеплов, мощность которых местами достигает 4—5 м. Эндогенный материал, судя по составу пеплов, поступал с Армянского нагорья.

В начале верхнего плиоцена в связи с акчагыльской трансгрессией океанические воды проникли в Каспийскую депрессию, в результате чего контуры акчагыльского бассейна перекрыли границы распространения не только пород продуктивной толщи, но и более древних отложений. Воды акчагыльского бассейна распространились на Предкавказский передовой прогиб, на восточную часть мегаантиклинория Большого Кавказа (его юго-восточное погружение) и межгорный прогиб. Наиболее глубоководные фации пород этого возраста формировались на юго-восточном погружении Большого Кавказа в Центрально-Апшеронском антиклинальном поясе и в юго-восточной части Нижнекуринской депрессии, где представлены они главным образом глинами и глинистыми сланцами с прослоями вулканических пеплов. Западнее в указанных тектонических зонах и в восточной части Предкавказского прогиба акчагыльские отложения формировались в мелководных и мелководно-прибрежных условиях, обогащаясь постепенно песчано-алевритовым и грубообломочным материалом. В передовом прогибе, в пределах Кусарского погребенного поднятия, отлагались и известняки. Последние присутствуют и в Нижне-Араксинском наложенном синклинии. В межгорной впадине по периферии бассейна шло накопление грубообломочных пород с суглинистым заполнителем.

Основным источником питания терригенным материалом в акчагыле была в пределах Предкавказского передового прогиба и юго-восточного погружения мегаантиклинория Большого Кавказа Большекавказская питающая провинция. В межгорной впадине акчагыльские отложения формировались за счет сноса материала Большого и Малого Кавказа. Количественное преобладание грубообломочного материала по северному борту Куринской депрессии по сравнению с южным свидетельствует о более активном сносе материала с Большого, чем с Малого Кавказа.

Второстепенные источники питания акчагыльского бассейна — подводные поднятия в виде формирующихся сводов антиклинальных структур в пределах Нижнекуринской депрессии и Центрально-Апшеронского антиклинального пояса, а также грязевые вулканы. О деятельности последних свидетельствуют прослой сопочной брекчии в отдельных разрезах акчагыла восточной части межгорной впадины и Бакинского архипелага. Многочисленные прослой вулканических пеплов в этих отложениях говорят и о поступлении эндогенного материала из магматических эруптивных аппаратов, основная зона действия которых — Армянское нагорье. Эндогенный материал как основной источник питания пород акчагыльского возраста, проявлялся на юго-восточном склоне мегаантиклинория Малого Кавказа в пределах Гочасского синклинория и Кельбаджарской наложенной мульды (Пашалы и др., 1964; Шихалибейли, 1964), где зна-

чительно развиты туфы, орто- и паратуффыты, а также потоки андезитобазальтовых лав (Кельбаджарская наложенная мульда).

Накопление пород апшеронского возраста происходило в тех же тектонических зонах, что и в акчагыльских отложениях. Причем границы нижеапшеронского моря не выходили за пределы акчагыльского бассейна. Исключение составляет южный борт Куринской депрессии, где местами породы нижнего апшерона перекрывают акчагыл. Для апшеронских отложений, как и для акчагыльских, присуща литофациальная зональность, фиксирующаяся в постепенной смене грубообломочных пород песчано-алевритовым и глинистым материалам от периферии к более мористым участкам бассейна. Судя по этому, роль главных источников питания принадлежала Большому и Малому Кавказу.

Локальное развитие более грубого материала среди глинистых отложений апшерона свидетельствует о возрастающей роли второстепенных источников сноса, что связано с увеличивающимся ростом отдельных складчатых структур (восточная часть Нижнекуринской депрессии и Центрально-Апшеронский антиклинальный пояс). Частые прослои сопочной брекчии свидетельствуют об увеличивающейся роли грязевых вулканов в питании терригенным материалом, а наличие вулканических пеплов — о неослабевающем поступлении в нижеапшеронский бассейн пирокластиков. Как и в акчагыле, последней принадлежит чуть ли не главенствующая роль в образовании апшеронских отложений юго-восточной части мегаантиклинория Малого Кавказа в пределах тех же структурных элементов (Гочасский синклиорий и Кельбаджарская наложенная мульда). В среднем и верхнем апшероне границы распространения бассейна постепенно сокращаются и вместе с этим расширяется ареал распространения грубообломочных пород, подчеркивая увеличение сноса материала с водосборных площадей. Большое развитие грубообломочных пород по северному борту Куринской депрессии говорит о большем участии Большого Кавказа в питании терригенным материалом апшеронских бассейнов, чем Малого. Увеличение прослоев сопочной брекчии в разрезах юго-восточной части Шемахино-Кюбыстанского синклиория и Нижнекуринской депрессии (включая и акваторию моря) свидетельствует, во-первых, о росте местных поднятий, а во-вторых, об увеличении роли второстепенных источников сноса. Эндогенный материал продолжает преобладать в разрезах апшеронских отложений Гочасского синклиория и Кельбаджарской наложенной мульды.

В раннем плейстоцене (формирование отложений туркьянского возраста) границы бассейна отодвинулись далеко на восток, занимая в юго-восточном погружении мегаантиклинория Большого Кавказа южную и юго-восточную часть Апшеронского полуострова, а в межгорной впадине — не выходя за пределы Нижнекуринской депрессии. Значительная удаленность от главных источников сноса обусловила образование в основном глинистых и неотсортированных пород, иногда прослоенных песчаным материалом. Местами накапливались грубообломочные породы, являясь, как и песчаные, результатом денудации местных второстепенных источников сноса.

Несколько позже в нижнем плейстоцене (бакинский горизонт) поднятия в пределах зоны аккумуляции значительно расширили контуры бассейна седиментации, которые перекрывали иногда границы распространения апшеронского моря (Пашалы, 1964; Хаин и др., 1952). В начале среднего плейстоцена (формирование гюргинской свиты) море имело примерно те же масштабы, что и в нижнем плейстоцене, и только во второй половине среднего плейстоцена (хазарский горизонт) оно значительно сократилось и не выходило за пределы центральной части Нижнекуринского синклиория. В верхнеплейстоценовое время (хвалынский горизонт) границы бассейна вновь достигли западную часть последнего, море заняло периклинальную часть мегаантиклинория Большого Кавказа

(юго-восточный Кобыстан и Апшеронский полуостров), а в Предкавказском передовом прогибе распространилось на крайнюю восточную часть Кусаро-Дивичинского синклинория. В передовом прогибе горной системы Талыша покрыло юго-восточное погружение Мильско-Муганского погрбенного поднятия.

В голоцене границы бассейна мигрировали далеко на восток, занимая крайнюю юго-восточную часть Нижнекуриинского синклинория и современную береговую полосу передовых прогибов и юго-восточного погружения мегаантиклинория Большого Кавказа. Как и в верхнеплиоценовых отложениях, в каждой стратиграфической единице плейстоцена отмечается фациальная зональность, выраженная с запада на восток сменой прибрежных фаций мелководными и относительно глубоководными. Постепенная миграция береговых линий и общая тенденция к спаду масштабности трансгрессии, начиная от бакинского до новокаспийского (голоцен) времени, не считая хвалыинскую трансгрессию, привели к постепенному смещению прибрежных и прибрежно-мелководных фаций в восточном направлении, а в пределах межгорной впадины и к ее осевой части. По сравнению с верхним плиоценом в плейстоцене усиливается роль Кавказских источников сноса. Судя по распределению грубообломочных пород и минеральному составу песчано-алевритовых и глинистых пород, кластический материал с Большого Кавказа поступал интенсивнее, чем с Малого. Усилилась и роль второстепенных источников сноса, так как в рельефе, особенно в среднем плейстоцене, получили оформление отдельные антиклинальные структуры (Центрально-Апшеронский антиклинальный пояс и Нижнекуриинская депрессия), представляющие собой как подводные, так и островные поднятия. Судя по разрезам плейстоценовых отложений (Пашалы, 1964; Путкарадзе, 1958), усиливается роль грязевых вулканов, а наличие пирокластических пород свидетельствует о роли Малокавказской вулканической провинции, откуда неоднократно поступал эндогенный материал в течение всего антропогенного времени.

Различный состав пород, слагающих источники сноса, и неодинаковое участие их в рассмотренных седиментационных бассейнах — одна из причин формирования различных полезных ископаемых или образования пород, благоприятных для локализации последних (см. таблицу). Так, пирокластический материал в эоценовых отложениях юго-восточного погружения мегаантиклинория Большого Кавказа в результате вторичных изменений дал мощную толщу бентонитов промышленного значения (Сеидов, Ализаде, 1970), а туфы и туффитовые породы Талыша интенсивно цеолитизированы. Причем цеолиты представлены почти всеми своими разновидностями, из которых особое внимание заслуживает клиноптилолит. Поступление терригенного материала с Русской платформы в бассейн продуктивного века (средний плиоцен) — причина накопления гранулярных коллекторов полевошпатово-кварцевого состава, получивших главное развитие в пределах юго-восточного погружения мегаантиклинория Большого Кавказа, а именно в пределах Центрально-Апшеронского антиклинального пояса и антиклинория Апшеронского архипелага. Кроме того, они развиты в отдельных интервалах разрезов северной части Бакинского архипелага. Эти породы — коллекторы богатейших залежей нефти указанных структурных единиц. Снижение роли данного источника сноса в южном направлении привело к постепенному выклиниванию отмеченных выше гранулярных коллекторов. Полимиктовые песчаники грауваккового состава, связанные с Кавказскими источниками сноса, служат коллекторами для газонефтяных и конденсатных залежей. Преобладающая роль Кавказских источников сноса в питании терригенным материалом ачкагыльского бассейна, привела к образованию в относительно глубоководных фациях глин, являющихся хорошими покровками для залежей нефти в среднем плиоцене. Значительная роль эндогенного материала, поступающего с Армянского нагорья в Гочасский син-

Седиментационный бассейн	Зона распространения	Источник	
		главный	
Эоценовый	Предкавказский передовой прогиб Юго-восточное погружение мегаантиклинория Большого Кавказа Курильская межгорная впадина Передовой прогиб горной системы Талыша	Восточное окончание Кавказского острова То же Большой и Малый Кавказ Эффузивно-эксплозивный вулканизм горного Талыша	
Среднеплиоценовый	Предкавказский передовой прогиб Юго-восточное погружение мегаантиклинория Большого Кавказа Центрально-Апшеронский антиклинальный пояс и антиклинорий Апшеронского архипелага Курильская межгорная впадина и Бакинский архипелаг	Русская платформа Большой и Малый Кавказ	
Верхнеплиоцено- вый Акчагыльский	Предкавказский передовой прогиб Юго-восточное погружение мегаантиклинория Большого Кавказа Курильская межгорная впадина	Большой Кавказ » Большой и Малый Кавказ	
Апшеронский	Восточная часть Предкавказского передового прогиба Юго-восточное погружение мегаантиклинория Большого Кавказа Курильская межгорная впадина	Большой Кавказ » Большой и Малый Кавказ	
Антропогеновый	Восточная часть Предкавказского передового прогиба Юго-восточное погружение мегаантиклинория Большого Кавказа Курильская межгорная впадина и Бакинский архипелаг Передовой прогиб горной системы Талыша Юго-восточный склон Малого Кавказа	Большой Кавказ » Большой и Малый Кавказ Горный Талыш Эффузивный и эксплозивный вулканизм Малого Кавказа и более древние породы этой питающей провинции	

клинорий и Кельбаджарскую наложенную мульду, обусловила образование мощных прослоев пирокластических пород, используемых в цементной промышленности и в теплоизоляционных бетонах в качестве заполнителя. Андезиты и андезито-базальты используются как облицовочный камень.

питания второстепенный	Фация	Полезные ископаемые и коллекторы
Эксплозивный вулканизм горного Талыша	Прибрежно-мелководная и мелководная То же Мелководная Прибрежно-мелководная	Бентониты Цеолиты, туфы
Подводные поднятия, эксплозивный вулканизм Малого Кавказа Подводные поднятия, магматические и грязевые вулканы	То же » Прибрежно-мелководная и относительно глубоководная	Коллекторы аркозовые полевошпатово-кварцевые апшеронской фации продуктивной толщи Коллекторы грауваккового состава
Эксплозивный вулканизм Малого Кавказа Подводные поднятия, эксплозивный вулканизм Малого Кавказа Подводные поднятия, грязевые вулканы и эксплозивный вулканизм Малого Кавказа	Прибрежно-мелководная и мелководная Прибрежно-мелководные, мелководные и относительно глубоководные От прибрежной до относительно глубоководной	Строительный материал, артезианские и грунтовые воды Глины как покрывки
Эксплозивный вулканизм Малого Кавказа Подводные поднятия, эксплозивный вулканизм Малого Кавказа То же	От прибрежно-мелководной до мелководной От прибрежно-мелководной до относительно глубоководной То же Прибрежно-мелководная	Строительный и балластный материал, артезианские и грунтовые воды То же
Подводные и надводные поднятия, эксплозивный вулканизм Малого Кавказа Подводные и надводные поднятия, эксплозивный магматический и грязевой вулканизм	» От прибрежно-мелководной до относительно глубоководной Прибрежная Озерная, субаэральная, лав и туфов околвулканического пояса	Строительный и балластный материал, грунтовые и артезианские воды То же и газ, нефть, туфы Магнетитовые пески Туфы, туффиты, балластный материал

Грубообломочные породы, формирующиеся в основном за счет Большого и в меньшей мере Малого Кавказа, представляют интерес как балластный материал и служат коллекторами для грунтовых и артезианских вод рассматриваемой территории. В период ослабления сноса материала с главных источников сноса накапливались ракушняки-известняки — хоро-

ший строительный материал. Пепловые туфы четвертичного возраста, широко развитые в северном обрамлении Шамхорского поднятия, являются сырьем в цементной промышленности и минеральными наполнителями в производстве асфальто-пековой пластмассы, а также применяются для изготовления теплоизоляционных кирпичей.

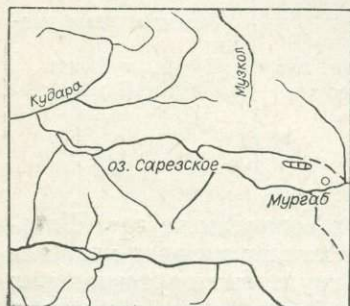
ЛИТЕРАТУРА

- Батурич В. П.* Палеогеография по терригенным компонентам. М., ОНТИ, 1937.
- Мехтиев Ш. Ф., Байрамов А. С.* Геология и нефтеносность Ленкоранской области. Баку, Изд-во АН АзССР, 1953.
- Пашалы Н. В.* Литология четвертичных отложений Восточного Азербайджана. Баку, Изд-во АН АзССР, 1964.
- Пашалы Н. В., Сулейманов Д. М., Сандлер Г. Д.* Фациальные особенности верхнеплиоценовых и плейстоценовых отложений юго-восточного склона Малого Кавказа. — «Литология и полезные ископаемые», 1973, № 5.
- Путкардаде А. Л.* Бакинский архипелаг. Баку, Азернефтшпр, 1958.
- Сеидов А. Г.* Литолого-минералогические характеристики и условия образования майкопской свиты Азербайджана. Баку, Изд-во АН АзССР, 1962.
- Сеидов А. Г., Ализаде Х. А.* Минералогия и условия образования бентонитовых глин Азербайджана. Баку, ЭЛМ, 1970.
- Сулганов А. Д.* Литология продуктивной толщи Азербайджана. Баку, Изд-во АН АзССР, 1949.
- Хаин В. Е., Шарданов А. Н.* Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку, Изд-во АН АзССР, 1952.
- Шахлибейли Э. Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Т. 1 и 2. Баку, Изд-во АН АзССР, 1964.

В. И. Дронов, А. И. Гаврилова

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ СЕВЕРОПШАРТСКОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ (ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР)

Рассматриваемая вулканогенная толща выявлена в 1968 г. на северном склоне Пшартского хребта, где она залегает в виде крупной тектонической линзы среди триасовых пород на водораздельном пространстве рек Таш-Джилга и Ак-Джилга к СЗ от г. Мургаба (см. рисунок). Мощность толщи 200—300 м, сложена необычными для этих районов кислыми вулканитами с обломками и гальками гранитоидных и осадочных пород.



Выход пород северопшартской толщи (заштрихован).

Вулканиты представляют собой зелено-вато-серые агломератовые туфолавы дацитов. Структура пород агломератовая, литокристаллокластическая, разномерная, текстура массивная, со следами течения лавы. Лава микро-криптозернистая, значительно обогащенная щелочными полевыми шпатами. Около 15—20% лавы составляют кристаллокласты, представленные обломками и целыми, но сильно трещиноватыми, кристаллами плагиоклаза, фенокристами биотита и корродированными зернами кварца. Изредка по-

падают мелкие фенокристы зеленой роговой обманки. Плагноклазы № 30—55, как правило, свежие широкопластинчатые с сильной дисперсией осей эллипсоида, sdвойникованные в комбинациях по нескольким законам, зональные. Причем зональность чаще обратная: краевые зоны более анортитовые, чем центральные. Серцитизация неравномерная: кроме свежих кристаллов отмечаются индивиды, серцитизированные пятнами или полностью (в центральной части кристаллов).

Кварц образует зерна округлой формы с глубоко корродированными краями. Многие фенокристы кварца трещиноваты и представляют скопления резко угловатых обломков с игловидными и пикообразными окончаниями. По сравнению с плагноклазами кварц встречается редко.

Биотит образует мелкие (до 0,5—0,6 мм) пластины различной степени сохранности: от свежих до сильно- или полностью хлоритизированных. Свежие кристаллы биотита окрашены в густо-коричневый или зеленовато-коричневый цвет.

Амфибол во вкрапленниках встречается редко и обычно псевдоморфно замещен карбонатом.

Акцессорные минералы в лаве представлены ортитом и апатитом. Ортит свежий, окрашен в густые коричневые цвета с сильным плеохроизмом и резкой дисперсией осей эллипсоида, зональный. Вокруг кристаллов ортита отмечаются плеохроичные дворики радиоактивности. Апатит наблюдается редко и представлен мелкими бесцветными зернами.

Лавы включает и цементирует обломки и гальки эффузивно-пирокластических, интрузивных (гранитоидных) и осадочных пород. Среди обломков эффузивно-пирокластических пород различаются дациты с пемзой и фельзитовой структурой, андезит-базальты и спилито-кератофиры.

Обломки дацитов с пемзой текстурой встречаются часто. Форма их неправильная, волнистая с зигзагами и сильно вытянутыми «хвостами», размеры обломков 1,5—2 мм, структура порфиристая. В качестве вкрапленников отмечаются те же плагноклазы (зональный андезин), что и в основной массе. Вкрапленники заключены в пемзовое стекло, раскристаллизованное в хлорит, гидрослюда и полупрозрачное кремнисто-полевошпатовое вещество. Имеется примесь кальцита. В некоторых обломках вместо вкрапленников плагноклазов замечается мелкопластинчатый биотит. Обломки с пемзой текстурой родственны основной дацитовой лаве, цементирующей лавобрекцию, и представляют собой пирокластические продукты этой же лавы.

Обломки дацитов с фельзитовой структурой встречаются реже и представляют собой розоватые раскристаллизованные породы, сложенные вкрапленниками зонального андезина и кварц-полевошпатовой фельзитовой основной массой. Форма обломков неправильная со следами изогнутости, свидетельствующими о том, что в лаву обломки попали незатвердевшими. Данные обломки также генетически связаны с цементирующей лавой и представляют собой ее куски.

Обломки андезит-базальтов красновато-бурого цвета (за счет ожелезнения) отчетливо выделяются в связующей лаве. Контуров их четкие с неправильными острыми очертаниями. Цементирующей лавой они почти не корродируются или корродируются очень слабо. Сложены обломки лейстами альбитизированного плагноклаза, интерстиции между которыми заполнены окисленным железом, кальцитом и хлоритом.

Обломки спилито-кератофиров похожи на обломки андезит-базальтов, но более светлые (неожелезненные) и сложены исключительно альбитом с примесью калишпата, вторичного кальцита и хлорита.

У большинства обломков вулканических пород четкие контуры с цементирующей лавой и резко угловатые или неправильные формы, а взаимоотношения их с цементирующей лавой, как правило, очень слабые, но иногда фиксируется очень активное разъедание лавой обломков с образованием тонких перешейков, извилин и зазубрин.

Гальки интрузивных пород содержат гранитоиды: биотит-роговообманковые диориты, биотитовые кварцевые диориты, биотитовые гранодиориты, граниты и аплиты. Гальки биотит-роговообманковых диоритов представляют собой полнокристаллические интрузивные породы различной степени свежести и трещиноватости, сложенные в основном плагиоклазами. Цветные минералы составляют 5—15%. Плагиоклазы (№ 30—35) в большинстве своем хорошо сохранились и выражены трещиноватыми широкотаблитчатыми, идиоморфными кристаллами (0,5—1,5 мм по длинной оси). На контакте с лавой дацита они активно корродируются ею с образованием извилисто-зубчатой поверхности. Вторичные продукты разложения плагиоклазов представлены мелкочешуйчатыми гидрослюдисто-глинистыми минералами. Свежие цветные минералы (сохранились в редких обломках) содержат буровато-зеленую роговую обманку и темно-коричневый (до черного) биотит. Очень редко встречается пироксен в ассоциации с амфиболом. Из аксессуарных в большом количестве присутствует апатит, реже густо-красно-коричневый брукит или анатаз с оторочками рудного титанистого минерала и рудный минерал типа титаномагнетита или магнетита.

Гальки биотитовых кварцевых диоритов, по сравнению с диоритовыми, встречаются реже. Это более мелкозернистые и более светлые породы. Плагиоклазы в них более кислые (№ 25—32), а кроме того, присутствует 10—15% кварца, который по отношению к плагиоклазам является резко ксеноморфным минералом. Взаимоотношения его с плагиоклазами резко реакционные вплоть до полного замещения плагиоклазов. Цветные минералы представлены красно-коричневым биотитом, замещаемым зеленым гидробиотитом и хлоритом. Изредка наблюдаются амфиболы. Аксессуарных минералов, в сравнении с диоритами, в кварцевых диоритах мало. Апатит отмечается редко, еще реже попадаются окрашенный в красно-коричневый цвет брукит или анатаз и бесцветный сфен.

Гальки биотитовых гранодиоритов отличаются от кварцевых диоритов более мелкозернистой или порфирированной структурой. В минералогическом составе их наряду с плагиоклазами (основным олигоклазом) и кварцем появляется слегка розоватый, за счет пелитизации, криптопертитовый калишпат (10—15%). Цветной минерал выражен немногочисленными мелкими пластиночками сильно разложенного биотита. Аксессуарных минералов почти нет, очень редко в биотите попадает апатит, изредка — вкрапленность рудного минерала. Для гранодиоритов с порфировой или порфирированной структурой характерна гранулитовая структура основной массы, подчеркнутая идиоморфизмом кварца по отношению к полевым шпатам. По сравнению с диоритами и кварцевыми диоритами гранодиориты значительно более разложены.

Гальки гранитов представляют собой сильно раздробленные трещиноватые, мелкозернистые породы, сложенные таблитчатыми кристаллами среднего олигоклаза, интенсивно пелитизированными розоватыми зернами калишпата, кварцем и цветными минералами. Калишпат замещается шахматным альбитом. Кварц образует округлые и изометричные полигональные зерна, обуславливая элементы гранулитовой структуры, цветные минералы содержат нацело разложенные пластины биотита. Из аксессуарных минералов редко встречаются апатит и циркон.

Аплиты выражены более плотными, чем граниты, породами, без следов катаклаза. Минеральный состав их гранитный: калишпат, плагиоклаз и кварц. Породы лейкократовые с незначительной примесью черно-коричневого биотита. Из аксессуарных минералов отмечаются зерна буроватого ортита.

Цементирующая лава реагирует с интрузивными обломками активно, что видно по изрезанным поверхностям обломков, глубокому разъеданию их и «разваливанию» на куски.

Обломки и гальки осадочных пород представлены глинисто-серицитовыми сланцами, алевролитами, песчаниками и кварцитами. Глинистые сланцы — совершенно сланцеватые породы, сложенные глинисто-гидро-слюдистыми тонкочешуйчатыми минералами, четко ориентированными по сланцеватости. Алевролиты — значительно метаморфизованные кварц-полевошпатовые породы с серицит-хлоритовым цементом. Песчаники — чистые кварцевые разности, сложенные округлыми зернами кварца со скудным слюдисто-кварцевым и метаморфизованным цементом. Редко отмечаются обломки олигомиктовых песчаников. Кварциты состоят из среднезернистых гранобластомозаичных пород, сложенных в основном кварцем с незначительной примесью хлорита.

Цементирующей лавой обломки и гальки осадочных пород почти не изменены.

Возраст рассмотренной вулканогенной толщи не ясен. Органические остатки в ней не найдены, а положение в разрезе из-за повсеместно тектонических контактов с окружающими толщами не выяснено. Предполагается, что она моложе ладинско-карнийских основных — ультраосновных вулканитов гумбезкольской серии и возможно надстраивает их разрез, но не исключен и более молодой, например палеогеновый, ее возраст.

Несмотря на неясность возраста выявленной толщи, она представляет интерес сама по себе тем, что до ее обнаружения в Пшартском хребте кислые вулканиты не были известны. Но особый интерес представляют гальки гранитоидных пород в составе этой толщи. Если толща триасовая, то, следовательно, содержащиеся в ней гальки гранитоидных пород — это продукт разрушения, по меньшей мере, дотриасовых или внутритриасовых гранитоидных массивов, а возможно, и значительно более древних. Ни в Рушанско-Пшартской зоне, ни в соседних районах Центрального и Юго-Восточного Памира подобных массивов до сих пор не было известно. Если толща палеогеновая, то факт наличия в ней гальки гранитоидных пород менее интересен, но все равно важен, как свидетельство допалеогенового гранитоидного магматизма в Южном Памире. До сих пор и этот вопрос геологии Южного Памира не решен.

А. Д. Сулганов, Н. В. Пашалы

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ ЮГА СССР В СВЕТЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ (НА ПРИМЕРЕ АЗЕРБАЙДЖАНА)

Азербайджан — единственная область в альпийской складчатой зоне юга СССР, где четвертичные отложения имеют значительную мощность, большое площадное распространение и представлены всеми стратиграфическими единицами и фаціальным многообразием.

Наиболее развиты они на юго-восточном погружении мегаантиклинория Большого Кавказа (Апшеронский полуостров, Юго-Восточный Кобыстан), в Куринской межгорной впадине, образованной между складчатыми сооружениями Большого и Малого Кавказа (Прикуринская низменность, Бакинский архипелаг), в передовых прогибах азербайджанской части Большого Кавказа (Прикаспийский район) и горной системы Талыша (Ленкоранский район). Мощность этих отложений максимальная (1200 м) в межгорной впадине (Пашалы, 1964).

В стратиграфическом отношении они представлены нижним (бакинский горизонт), средним (нижнехазарские — гюрджанская свита и верхне-

хазарские слои) и верхним (хвалынский горизонт) плейстоценом и голоценом (новокаспийский горизонт).

Говоря о фациальных особенностях морских четвертичных отложений Азербайджана, следует отметить в них определенную зональность, выраженную с запада на восток в смене прибрежных фаций мелководными и относительно-глубоководными. Рассматривая характер изменения фаций во времени, наблюдаем постепенное смещение прибрежных и мелководных фаций в восточном направлении, а в пределах межгорной впадины — и к ее осевой части. Это свидетельствует о постепенной миграции в этих же направлениях береговых линий бассейнов антропогенного времени и общей тенденции к спаду масштабности трансгрессий, начиная от нижнего плейстоцена до голоцена.

Геохимические исследования этих отложений позволяют детальнее рассмотреть особенности их формирования, характер процессов, происходящих на водосборных площадях, разносносимого материала в областях аккумуляции в зависимости от фациальных условий и учесть роль второстепенных источников питания.

Для выяснения этих вопросов использованы данные по полуколичественному определению Mn, Ni, Co, Ti, Cu, V, Cr, Sr, Ba, Se, Hg, Yb в породах всех стратиграфических горизонтов различных тектонических зон Азербайджана и рассмотрено распределение этих элементов по типам пород морских фаций, от прибрежных до относительно-глубоководных.

Отложения нижнего плейстоцена на юго-восточном погружении Большого Кавказа (Апшеронский полуостров и Юго-Восточный Кобыстан) представлены в западной части слабосцементированными песчаниками, алевролитами, конгломератами, известняками — ракушняками, которые в восточном направлении постепенно уступают место глинам. Часть из указанных элементов в отмеченных типах пород возрастает от песчаников к глинам, т. е. ведет себя упорядоченно, а некоторые из них отклоняются от этой закономерности (рис. 1). Это отклонение более ярко выражено в западной части Апшеронского полуострова, что свидетельствует об образовании здесь нижнеплейстоценовых отложений в условиях береговой зоны, о слабой отсортированности поступающего материала и о близости источников питания, где преобладала механическая дезинтеграция пород (Страхов, 1959; Страхов, 1960; Страхов и др., 1971).

В межгорной впадине, в пределах осевой зоны ее (юго-восточная Ширвань, Бакинский архипелаг) малые элементы ведут себя более упорядоченно, чем в породах вышеописанной тектонической зоны, свидетельствуя о лучшей дифференциации поступающего материала и осажде- нии его вдали от берега в относительно глубоководной фации. В передовых прогибах (Ленкоранская область, Прикаспийская низменность), судя по поведению малых элементов, породы нижнего плейстоцена, как и в западной части Апшеронского полуострова, накапливались в прибрежных условиях, причем при интенсивном механическом выветривании в пределах горной системы Талыша. Более равномерное распределение малых элементов в нижнеплейстоценовых отложениях передового прогиба азербайджанской части Большого Кавказа говорит о некоторой роли химического выветривания в пределах последнего и большей гумидности климата на Большом Кавказе, чем в Талыше.

Среднеплейстоценовые отложения исследовались в тех же тектонических зонах, что и нижнеплейстоценовые. На юго-восточном погружении Большого Кавказа (Юго-Восточный Кобыстан) они представлены глинами, алевролитами, ракушняками и неотсортированными породами, переходящими на юго-востоке в глины с несколько повышенным по сравнению с нижним плейстоценом количеством прослоев псаммитовых пород. Распределение малых элементов в породах говорит об образовании их в тех же условиях, что и нижнеплейстоценовых отложений. Но худшая согласованность в распределении элементов по сравнению с последними

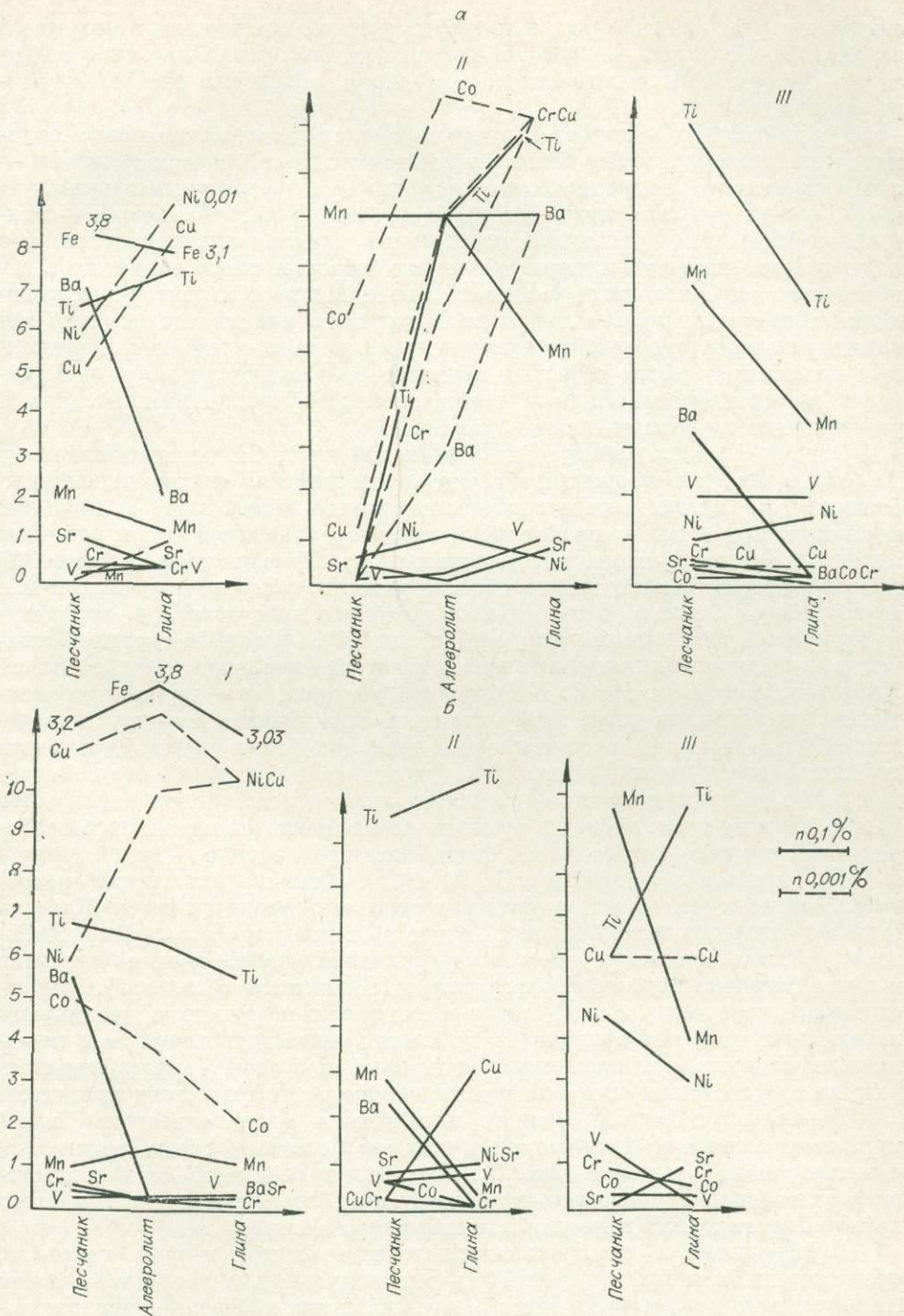


Рис. 1. Распространение малых элементов в различных типах пород нижне- и среднеплейстоценовых отложений Азербайджана.

а — породы нижнего плейстоцена (бакинский горизонт); б — породы среднего плейстоцена (нижнехазарские слои); I — прибрежная фация; II — относительно-глубоководная фация; III — относительно-глубоководная фация, зона интенсивного базальтового вулканизма.

свидетельствует о некоторых поднятиях, которые произошли в это время в пределах Большого Кавказа, в результате чего усилились снос и быстрота захоронения кластического материала, обусловив слабую дифференциацию осадка.

В прибрежных условиях формировались среднеплейстоценовые отложения и в западной части межгорной впадины, где в породах песчаник — глина происходит смещение большинства элементов в крупнообломочную часть гранулометрического спектра. В восточной части межгорной впадины наблюдается лучшая согласованность в поведении элементов, что подчеркивает хорошую отсортированность пород и образование их в относительно глубоководных условиях. Более пестрый характер распределения малых элементов в пределах Бакинского архипелага объясняется влиянием второстепенных источников сноса в виде островных и подводных поднятий, а также грязевых вулканов, частая эксплозивная деятельность которых препятствовала нормальной дифференциации осадков и упорядоченному распределению элементов.

В передовых прогибах азербайджанской части Большого Кавказа и Талыша в породах среднего плейстоцена (гюргянская свита) содержание большинства малых элементов количественно возрастает в крупных фракциях, подчеркивая прибрежный характер отложений и интенсивное механическое разрушение материнских пород. Повышенное значение Ni и Co в разрезах Ленкоранской области говорит о значительном размыве на водосборах базитов. С последними связано присутствие V, количество которого в титаномагнетитах доходит до 0,2%. В горной системе Талыша в изверженных породах титаномагнетит довольно распространен (Мехтиев, Байрамов, 1953). Повышенное значение Cr — причина серпентинизации основных пород этой питающей провинции. Сравнивая поведение малых элементов по типам пород нижнеплейстоценовых (бакинский горизонт) и среднеплейстоценовых (гюргянская свита) отложений, видим, что в последнем случае они распределяются менее упорядоченно. Это дает основание считать, что в среднем плейстоцене поднятия на водосборе и механическое выветривание были более интенсивны.

Повышенное значение Mn, Cr, Co и Cu в алевритовых глинах среднего плейстоцена указывает на усиление сноса материала с Малого Кавказа и на активизацию тектонических процессов в пределах последнего. Активизация тектонических процессов определяет поведение малых элементов и в относительно глубоководных фациях (Бакинский архипелаг), в которых возрастает количество V. Этот элемент мог поступать с продуктами извержения грязевых вулканов, в которых присутствуют породы с повышенным содержанием органики. С последней и связан V. Интенсивность грязевого вулканизма определяется оживлением тектонических процессов.

Во второй половине среднего плейстоцена (верхнехазарские слои) море имело меньшее распространение и его береговая линия сместилась в восточном направлении (рис. 2). Там, где в начале среднего плейстоцена отлагались мелководные морские осадки, со второй половины этого времени происходило накопление прибрежных фаций.

Прибрежные и прибрежно-мелководные фации второй половины среднего плейстоцена исследовались в центральной и восточной частях Апшеронского полуострова, где они представлены слабосцементированными песчаниками, ракушняками, глинами и неотсортированными породами. Распределение элементов по площади в этих отложениях не имеет значительных колебаний, а по типам пород они в большинстве случаев ведут себя неупорядоченно. Значительное количество ракушняка в хазарских отложениях Апшеронского полуострова — следствие малого поступления кластического материала и медленной седиментации. Это должно было бы способствовать закономерному поведению элементов, чего не наблюдается в действительности. Несогласованное распределение элементов указывает на поступление кластического материала с близлежащих

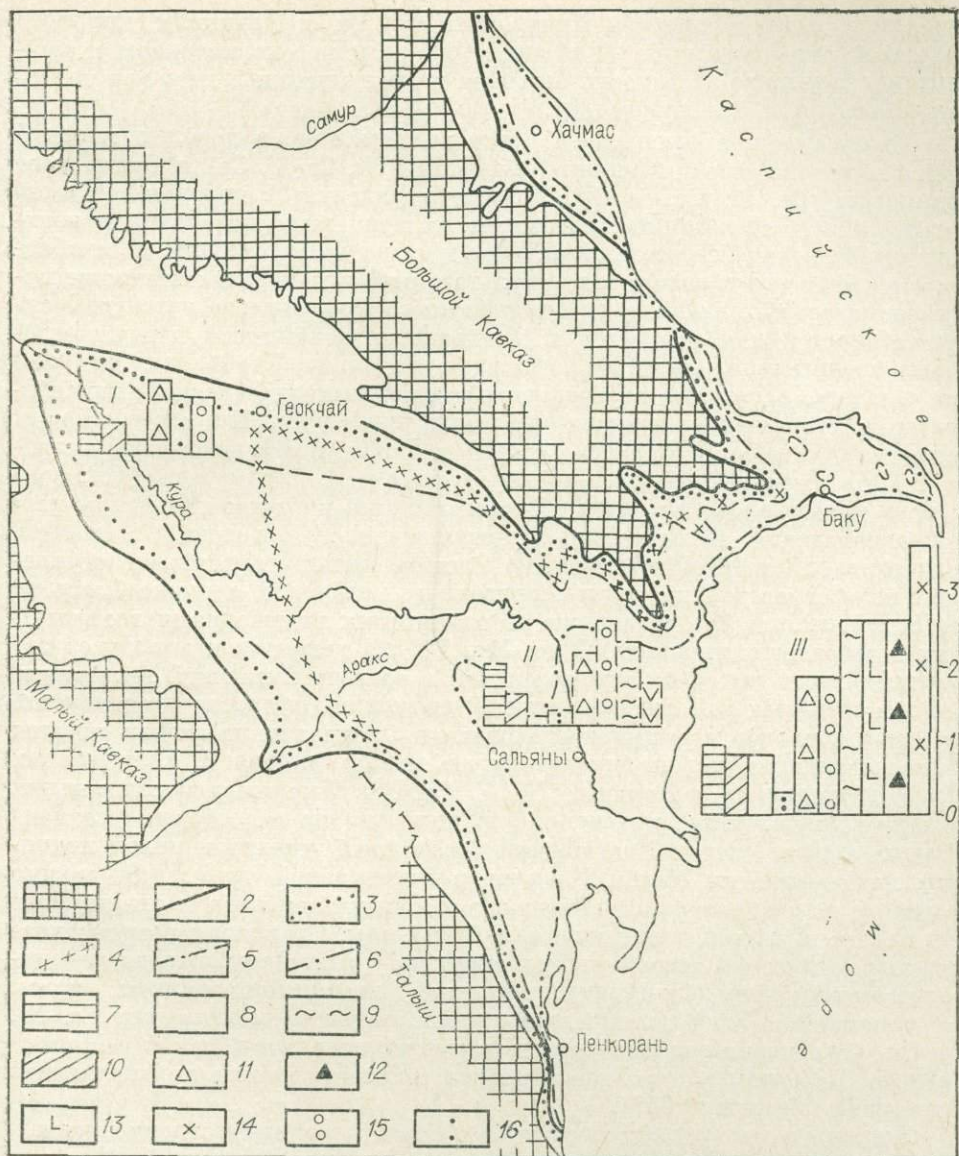


Рис. 2. Схема распространения береговых линий Каспийского моря на территории Азербайджана в антропогене и частота встречаемости малых элементов, превышающих кларк в морских фациях (межгорная впадина).

На схеме: 1 — области сноса, береговые линии; 2 — нижнеплейстоценовая-бакинская, среднеплейстоценовая; 3 — нижнехазарская; 4 — верхнехазарская; 5 — верхнеплейстоценовая-хвалынская; 6 — голоценовая — новокаспийская; на колонках: 7 — Cr; 8 — Co; 9 — V; 10 — Sr; 11 — Mn; 12 — Yb; 13 — Se; 14 — Hg; 15 — Ni; 16 — Cu. Фации: I — прибрежная; II — относительно-глубоководная; III — относительно-глубоководная; зона интенсивного грязевого вулканизма. Вертикальный масштаб: 1 см — 10-кратная встречаемость элемента.

второстепенных источников сноса. Этими источниками могли быть своды антиклинальных поднятий, уже оформившихся ко второй половине среднего плейстоцена в рельефе Апшеронского полуострова. Наличие Cr, Ni, V, Co, значительно превышающих кларк, дает основание полагать, что на сводах поднятий выступали породы нижнего плиоцена (продуктивная толща, понт) и майкона, абразия которых могла увеличить содержание

указанных выше элементов. Приуроченность Ва к фракциям крупного класса и малое значение Sr говорит о прибрежно-мелководном и прибрежном характере этой части бассейна и поступлении в него вод палеорек (Палеосумгаит, Палеокенда).

Количественное уменьшение малых элементов в породах морской фации разрезов Юго-Восточного Кобыстана (Ni, Cr, V, Co) и Бакинского архипелага (Cu, Cr, Co, Sr, Ni, Mn) по сравнению с породами нижней части среднего плейстоцена указывает на некоторые изменения в верхнем хазаре в ходе седиментации. Они прежде всего связаны с ослаблением тектонического режима, в результате чего в меньшем количестве поступал материал с главных источников сноса, сократилась интенсивность грязевулканических процессов и уменьшился объем всей поступающей массы терригенного материала. Морские верхнеплейстоценовые отложения в целом, в отличие от среднеплейстоценовых (хазарских), характеризуются увеличением содержания малых элементов. На юго-восточном погружении Большого Кавказа (северная часть Апшеронского полуострова и Юго-Восточный Кобыстан) породы морской фации верхнего плейстоцена представлены главным образом глинами, которым подчинены песчано-алевритовые образования. Неупорядоченное поведение элементов подчеркивает прибрежный характер этих отложений, активное поступление с водосборов речных вод и терригенного материала, а также быстроту его седиментации. По сравнению с хазарскими отложениями в хвалынских возрастает содержание V, Ni, Mn, Ti, что приводит к выводу об активизации тектонических процессов как в области питающей провинции, так и в пределах зон аккумуляции. В силу этого возросла деятельность грязевых вулканов и расширилась площадь денудации на сводах складок нефтесодержащих пород (продуктивная толща, майкоп), включающих в себя повышенное содержание Ni, V, Cu, Mn. Уменьшение содержания Sr также подчеркивает интенсивность поднятий на водосборах, увеличивающих речной сток в Хвалынский бассейн. Об усиливающихся поднятиях на Большом и Малом Кавказе и интенсивной денудации можно судить по неупорядоченному поведению малых элементов в хвалынских отложениях и осевой части межгорной впадины. Сравнительные разрезы хвалынских отложений осевой части депрессии с разрезами, располагающимися севернее, ближе к Большекавказской питающей провинции, видим, что в последних уменьшается присутствие таких элементов, как Cr, Ni, Co, Cu, что говорит о привносе этих элементов главным образом с Малого Кавказа. При этом первые два элемента, видимо, связаны с офиолитовой формацией (Кашкай, 1952).

Поведение малых элементов в верхнеплейстоценовых отложениях передовых прогибов (Ленкоранская область и Прикаспийский район) также свидетельствует об образовании их в прибрежных условиях при повышенном сносе материала. Более упорядоченное их поведение в породах верхнего плейстоцена Ленкоранской низменности по сравнению с Прикаспийской указывает на развитие в Талышской питающей провинции механического и химического выветривания и более гумидных (в ее пределах) климатических условий.

В поздних хвалынских отложениях прибрежно-мелководной фации южного борта межгорной впадины, как и в ранних хвалынских, Ni, Cr, Co количественно уменьшаются в северном направлении. Так как они поступали в основном с Малого Кавказа, то их количественное уменьшение подтверждает ослабление тектонического режима в пределах последнего. Довольно пестрое поведение элементов в разрезах северного борта Куринской депрессии приводит к выводу о том, что в пределах Большого Кавказа тектонические процессы не ослабевали, а имели более интенсивный характер.

Многие из рассмотренных элементов нередко присутствуют в количестве, превышающем кларковое значение. При этом с запада на восток

почти во всех стратиграфических единицах от прибрежных к относительно-глубоководным фациям увеличивается число элементов, превышающих кларк (см. рис. 2). Одни и те же элементы, превышающие кларковые значения, в прибрежных и относительно-глубоководных фациях указывают на поступление их в бассейн седиментации как во взвешенном, так и растворенном состоянии. Из числа элементов, превышающих кларк главным образом в относительно-глубоководных фациях, следует указать V, Se, Yb, Hg. Причем последние три элемента типичны в основном для четвертичных отложений Бакинского архипелага. Правда, эти элементы фиксируются не во всех стратиграфических единицах. Исключение составляет Hg, являющаяся сквозным элементом, присутствующим от бакинских отложений до новокаспийских включительно (Султанов и др., 1971). В площадном отношении в пределах Бакинского архипелага этот элемент также довольно широко распространен. Аналогично ведет себя Yb. Меньше распространен в разрезе и по площади Se. Он зафиксирован только в бакинских отложениях районов Камень Игнатия и о. Булла. Эти элементы (Se, Yb, Hg), на наш взгляд, связаны с продуктами выбросов грязевых вулканов, активно действующих в течение всего антропогенного времени. Они чаще фиксируются не в сопочном иле, а в породах, залегающих на прослоях сопочной брекчии. Это дает основание считать, что они поступали в седиментационный бассейн в поствулканическую стадию грязевого вулканизма с продуктами эксгалаций и гидротерм. Подводящими каналами последних могли быть тектонические нарушения (Путкардазе, 1958).

Распределение рассмотренных элементов по типам пород различных стратиграфических единиц антропогена и поведение элементов, превышающих кларковые значения, приводят к следующим выводам.

1. Накопление нижнеплейстоценовых отложений в пределах юго-восточного погружения Большого Кавказа (юго-западная часть Апшеронского полуострова и Юго-Восточный Кобыстан), а также в передовых прогибах азербайджанской части Большого Кавказа и горной системы Талыша происходило в прибрежных и прибрежно-мелководных условиях при интенсивном механическом выветривании на водосборах. В межгорной впадине, ближе к осевой части депрессии, седиментация происходила в относительно-глубоководной фации на большом расстоянии от главных источников питания.

2. Слабая согласованность в поведении малых элементов в относительно-глубоководных отложениях восточной части межгорной впадины (Бакинский архипелаг) указывает на значительную роль в осадконакоплении второстепенных источников сноса — подводных и надводных поднятий и грязевых вулканов.

3. В первой половине среднего плейстоцена по сравнению с нижним плейстоценом поднятия на водосборах имели более интенсивный характер. Механическое выветривание тоже было активным как в пределах главных, так и второстепенных источников сноса.

4. Количественное уменьшение малых элементов в отложениях второй половины среднего плейстоцена указывает на ослабление тектонического режима, в результате чего в меньшем количестве поступал материал с главных источников сноса, несколько усилилось в пределах последних химическое выветривание, сократилась интенсивность грязевулканических процессов и уменьшился объем всей поступающей массы терригенного материала.

5. Количественные различия в содержании малых элементов в породах верхней половины верхнего плейстоцена разрезов, примыкающих к Большекавказской и Малокавказской питающим провинциям, свидетельствуют о некоторой интенсификации тектонического режима в пределах первого и ослаблении его в пределах последнего.

ЛИТЕРАТУРА

Кашкай М. А. Офиолитовая формация Малого Кавказа. Петрография Азербайджана. Баку, Изд-во АН АзССР, 1952.

Мехтиеv Ш. Ф., Байрамов А. С. Геология и нефтеносность Ленкоранской области. Баку, Изд-во АН АзССР, 1953.

Пашалы Н. В. Литология четвертичных отложений восточного Азербайджана. Баку. Изд-во АН АзССР, 1964.

Путкарадзе А. Л. Бакинский архипелаг. Баку, Азернефтнепр., 1958.

Султанов А. Д., Мазанов Д. Д., Сараджалинская Т. М. Некоторые особенности распространения ртути в донных осадках южной части Каспийского моря.— «Докл. АН АзССР», 1971, т. XXVII, № 11, 12.

Страхов Н. М. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1, 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Страхов Н. М., Белова И. В., Глаголева М. А., Лубченко И. Ю. Распределение и формы нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских отложений.— «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 2.

Г. С. Дзоценидзе

О ВОЗМОЖНОСТИ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО
ПРОИСХОЖДЕНИЯ БОКСИТОВ

Если происхождение большинства бокситовых залежей за счет продуктов латеритного выветривания не вызывает сомнения, то генезис значительного числа бокситовых месторождений не может быть объяснен таким путем, так как в соответствующий геологический период в районе бокситовых залежей нет не только признаков латеритной коры выветривания, но даже тех пород, на которых она могла бы образоваться.

Анализ геологической обстановки некоторых месторождений позволяет говорить о возможности их происхождения в результате поствулканической деятельности. Североуральские бокситы, по мнению А. В. Пейве (1947), представляют собой хороший пример, в котором их генезис легко объяснить поствулканическими явлениями.

На основании изучения тектоники Североуральского бокситового пояса А. Пейве сделал следующие выводы.

1. Перед образованием бокситов в бокситовом поясе (Петропавловская фациальная зона) отлагались рифогенные известняки в виде узких меридиональных массивов, иногда сменяющихся породами апдезит-базальтового состава.

2. Рифообразование совершалось лишь в условиях длительных восходящих движений в данной узкой зоне, происходящей на фоне общего эпейрогенического опускания геосинклинальной области; восходящие движения зоны иногда сменялись кратковременными фазами опускания, совпадающими с эпохами появления продуктов вулканической деятельности в Петропавловской фациальной зоне; одна из таких фаз приходится на середину нижнего девона, т. е. совпадает с периодом образования бокситов.

3. В период отложения бокситов гряда рифовых известняков опустилась под уровень моря, что подтверждается находкой в них нормальной морской фауны.

4. Бокситовый пояс с востока и запада ограничен зеленокаменными полосами, представленными мощными вулканическими сериями основного и среднего состава; вулканические породы (спилиты, альбитофиры, их пирокласты) жединского возраста выше сменяются граувакками и песчаниками кобленцкого века; это значит, что интенсивные вулканические извержения сменились размывом вулканогенных толщ. Со сменой обстановки совпадает образование бокситов Петропавловской зоны. В зеленокаменных полосах к востоку и западу от бокситовой зоны в отдельных участках накапливается большое количество кремнистых пород и яшм, приуроченных к самым верхам спилитов и альбитофиров. Они уверенно коррелируются с бокситами по фауне.

На глубине нескольких сот метров от дна моря, в благоприятных условиях, происходило образование большинства колчеданных залежей Урала, совпадающее во времени, по-видимому, также с процессом кремне-

и яшмообразования и накопления бокситов. Наличие этих процессов указывает, что с прекращением интенсивных извержений в середине нижнего девона усиливается поствулканическая деятельность. А. Пейве исключает возможность приноса глинозема с суши, с возможной латеритной коры выветривания, если даже таковая на самом деле существовала. Дело в том, что бокситовые залежи Урала приурочены к центральной части геосинклинали, куда глинозем не мог попасть с суши. Если даже он переносился реками, то должен был коагулировать в прибрежной зоне при соприкосновении с морской водой.

Исходя из этих данных и учитывая наличие в нижних горизонтах месторождения гнездово-жилых метасоматических залежей бокситов, А. Пейве приходит к выводу о гидротермально-осадочном происхождении бокситовых месторождений Северного Урала. При этом он считает, что главная масса глинозема ювенильна. По мнению А. Л. Ялшина (1944), наоборот, Al выносился из вулканических пород под действием кислых растворов.

Под действием поствулканических процессов вынос и перемещение глинозема в вулканогенных толщах происходит довольно интенсивно, что подтверждается наличием высокоглиноземистых пород, обогащенных диаспором, корундом, андалузитом, алунитом, в вулканогенных сериях Казахстана, Кавказа, Камчатки и других регионов СССР, а также других стран. По данным Г. М. Власова и М. М. Василевского (1964), в монокварцитах Камчатки обычно содержится около 1% Al_2O_3 , в то время как в исходных свежих андезитах его 17—19%.

Наглядный пример перемещения и концентрации глинозема в вулканических толщах имеется на хр. Тарбагатай в Восточном Казахстане, где Л. Н. Котова (1966) в девонской вулканогенно-осадочной серии обнаружила слои и линзы пемзовых пород с содержанием Al_2O_3 от 18 до 30%. В одном из слоев встречены многочисленные диаспоровые конкреции с Al_2O_3 в пределах 51—61%.

Девонская вулканогенно-осадочная серия хр. Тарбагатай несогласно налегает на ордовикские и силурийские отложения и представлена наземными, прибрежно-морскими и морскими фаціальными комплексами. Наземный комплекс состоит из четырех толщ: 1) базальтовой, 2) риолитовой, 3) дацит-андезит-базальтовой и 4) трахириолитовой. Породы с повышенным содержанием глинозема пока обнаружены лишь в наземном комплексе и приурочены к верхней части второй, частично к третьей и к четвертой — самой верхней — толще.

Глиноземистые породы залегают в виде прослоев мощностью 0,5—4 м и линз мощностью до 20—25 м, протяженностью 100—300 м. Под микроскопом видно, что они представляют собой игнимбриты, интенсивно замещенные тонкочешуйчатым агрегатом гидрослюды и гематита. Диаспоровые конкреции встречены в линзе пемзовых пород второй (риолитовой) толщи, рассеяны беспорядочно, на расстоянии 0,1—1 м друг от друга, имеют сферическую или овальную форму с диаметром 2—5 см, внешне они похожи на вмещающий красный туф, но отличаются от него твердостью и большей тяжестью. Микроструктура конкреций маскируется большим количеством окислов и сульфидов, но все-таки можно различить скопления чешуек гидрослюды и длиннопризматические прозрачные кристаллы диаспора размером 0,02 мм, образующие беспорядочные скопления или радиально-лучистые агрегаты.

Анализы показывают, что процесс изменения заключается главным образом в выносе SiO_2 и обогащении Al_2O_3 :

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	H_2O^+
Спекшаяся пемза свежая	57,00	18,29	6,97	1,52	3,05
То же	48,07	33,63	1,79	0,18	5,90
Конкреция диаспора	15,93	61,01	6,02	1,00	10,10

Проявления диаспора в измененных вулканогенных породах известны во многих местах, причем содержание его от следов до 10—12, местами 60—80%. Диаспор образует желваки, гнезда и даже линзообразные тела мощностью до 1 м.

Таким образом, вынос глинозема с образованием диаспоровых конкреций при поствулканических изменениях вулканических толщ — явление довольно распространенное. Конечно, не весь освободившийся глинозем накапливается в породах в виде диаспоровых конкреций и линз. Большой частью значительная масса его выносится водами и мигрирует дальше к бассейну осадконакопления. Возникает естественный вопрос — могут ли эти процессы дать такое количество глинозема, которого хватило бы для формирования бокситовых залежей значительных размеров?

На Аджаро-Триалетском хребте, сложенном на определенных участках эоценовыми вулканическими образованиями андезитового состава, часто встречаются большие площади поствулканически измененных пород (Дзоценидзе, 1948, 1969). Наиболее крупная из них имеет размеры около 100 км² при мощности до 200 м. Исходные свежие андезиты содержат Al_2O_3 16—18%, а в измененных породах типа вторичных кварцитов глинозем колеблется от 1 до 10%. Если взять в среднем минимальную цифру выноса Al_2O_3 5%, то при самом скромном подсчете это даст ~1 млрд. т глинозема.

О значительной миграционной способности глинозема говорят наблюдения над современными вулканическими областями. По данным К. К. Зеленова (1961), на Камчатке кислые термальные воды с pH-1,3, циркулируя среди вулканических пород, обогащаются щелочами и щелочными землями, железом и алюминием и выходят на поверхность в виде термальных источников и ручьев. При выходе на поверхность их pH повышается до 3—5 и находящийся в них Fe_2O_3 интенсивно выпадает из раствора. В отличие от железа, глинозем не задерживается на суше, так как он коагулирует из сернокислых растворов лишь при pH=4,1, а из солянокислых — при pH=6,5. Поэтому большую часть глинозема гидротермы выносят в море и там отлагают. По подсчетам К. К. Зеленова, одна лишь маленькая р. Юрьева ежедневно выносит в Охотское море более 65 т алюминия, т. е. за год около 23 000 т Al_2O_3 , а за тысячу лет соответственно 23 млн. т. Значит, на огромных площадях активного вулканизма разных геологических периодов процессы разложения вулканических пород кислыми термальными водами и вынос глинозема, безусловно, должны были иметь место в огромных масштабах. Но бокситообразование происходило не всегда даже при обильном приносе в бассейн Al_2O_3 . Для этого были необходимы подходящие условия в виде спокойных бухтообразных заливов, отсутствия приноса терригенного материала, иначе вносимый в бассейн осадконакопления глинозем рассеивается по дну или разбавляется терригенным материалом и не может образовать заслуживающих внимания рудных накоплений.

На основании сказанного выше можно сделать вывод, что в осадочных толщах, перекрывающих поствулканически измененные вулканические серии или латерально их замещающие, можно ожидать нахождение бокситовых залежей.

ЛИТЕРАТУРА

Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., «Недра», 1964.

Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.

Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1948.

Зеленов К. К. Подводные и наземные гидротермальные процессы и их роль в осадочном рудообразовании.— «Труды лаборатории вулканологии АН СССР», 1961, вып. 19.

Котова Л. Н. О находке диаспоровых конкреций в девонской вулканогенно-осадочной серии хребта Тарбагатай.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 171, № 4.

Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. Изд. МОИП, 1947.

Яншин А. Л. Палеогеографические условия образования бокситов в СССР, 1941.

В. А. Теняков

О ГЕНЕТИЧЕСКОМ ЕДИНСТВЕ БОКСИТОВ ПЛАТФОРМ И ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ (ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ)

Как известно, в отличие от бокситов, сформированных на платформах, для бокситов геосинклинальных областей отдельными исследователями допускался и допускается эндогенно-(вулканогенно-)гидротермальный источник их вещества. Исключительно широк и спектр высказанных представлений о фациальной среде их отложения (или образования?) — от «суходольных» карстовых полей и пресноводной среды до нормально-морской обстановки.

Однако о генетическом единстве всех месторождений бокситов говорит очень важный факт практически одинакового их элементарного состава, особенно в отношении всей гаммы элементов-примесей, и принципиальная их близость к обычным глинам и глинистым сланцам, являющимся очевидными продуктами размыва и переотложения обычных кор выветривания (табл. 1). С геохимической точки зрения совершенно ясно, что в случае, если бы геосинклинальные бокситы действительно имели такой специфичный источник своего вещества, какими являются любые по происхождению и составу гидротермы, то вряд ли их полный химический состав был сходен с составом латеритных или осадочных бокситов платформ, возникших в результате совершенно иного процесса и в других термодинамических и физико-химических условиях.

С другой стороны, элементарный состав бокситов, представляющий собой наивысшую в природных условиях совместную концентрацию всех так называемых «элементов-гидролизатов» (Al, Fe⁽⁺³⁾, Ti, Zr, Cr⁽⁺³⁾, V⁽⁺³⁾, Sc, Ga, Th, Nb, Ta, Hf и др.), с полной определенностью указывает на единственный путь возникновения их вещества. Это — латеритный процесс, т. е. процесс энергичного, глубокого химического разложения и выщелачивания в жарком климате метеорными водами алюмосиликатов с накоплением в остатке, *in situ*, элементов, обладающих высоким сродством к гидроксилу и образующих чрезвычайно труднорастворимые гидроксиды. Только этот путь открывает возможность для наиболее полной реализации «гидролизатной природы» этих элементов и только он, когда процесс на первом этапе неизбежно течет в щелочной или нейтральной обстановке, предотвращает их дифференциацию из-за резко различных величин рН начала выпадения их гидроксидов в кислой области. Поэтому практически недостижима одновременная совместная мобилизация реальными природными водами всех элементов-гидролизатов, а отсюда мало реально и их одновременное «хемогенное» осаждение из них. Кроме того, элементарный состав бокситов совершенно определенно указывает и на преимущественно терригенную форму переноса бокситового вещества из латеритных кор выветривания к местам отложения осадочных бокситов.

Таблица 1

Распространенность (среднее содержание) главных и некоторых второстепенных элементов в бокситах, глинах и глинистых сланцах

Элемент	Платформенная область		Геосинклинальная область (осадочные бокситы, залегающие среди терригенных пород)	Глины и глинистые сланцы (по Виноградову, 1962)
	бокситы-латериты	осадочные бокситы, залегающие среди терригенных пород		
Главные (%)				
Al	25,8	24,4	27,0	
Si	3,6	4,7	1,7	
Fe	12,6	14,0	15,4	
Ti	3,3	1,7	1,5	
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	6,3	4,6	15,4	
Второстепенные (г/т)				
<i>Элементы-гидролизаты и близкие к ним элементы</i>				
Zr	750	680	610	200
Ga	50	47,5	53	30
Th	45	32	40	11
Sc	60	54	56	10
Cr	250	230	140	100
Be	2,0	2,5	8	3
Sn	2,0	2,0	4,7	10
V	370	440	205	130
<i>Рудные и близкие к ним элементы</i>				
Pb	23	34	77	20
Cu	61	70	70	57
Zn	100	140	70	80
Ge	3	4	4	2
B	16	38	55	100
Co	20	28	32	20
Ni	20	26	69	95
U	9	7	10	3,2
Au	0,0030	0,0049	0,0036	0,0010
<i>Щелочные и щелочно-земельные</i>				
Li	6	58	111	60
Sr	100	150	230	450
Ba	132	210	210	800
<i>Галогены</i>				
Cl	25,0	37,2	36,7	160
Br	3,0	5,9	5,4	6
J	13,5	23,2	31,3	1

Яркий пример нарушения даже основной ассоциации главных элементов — Al — Fe⁽⁺³⁾ — Ti (в случае хомогенного процесса) — возникшие инфильтрационным путем в сернокислой среде известные бокситоподобные проявления (аллофан, галлуазит, гиббсит, каолинит, алунит) мезозойского возраста Московской, Тульской и Рязанской областей. Все они не содержат Ti. Отличаются от обычных бокситов, по нашим данным, особенностями содержания малых элементов — гидролизатов. Этот пример может быть дополнен и ссылкой на беститанистые глиноземные осадки р. Снейк в Колорадо (США), где также в сернокислой среде имеет место разделение Al и Si, с одной стороны, и Al и Ti — с другой.

Наконец, проведенный нами анализ основных черт химизма всех главных типов современных гидротерм и связанных с ними осадков (Теняков, 1975) показал, что у исследователей, апеллирующих к неким гипотетическим гидротермальным растворам как к возможному источнику бокситового вещества в геосинклинальных областях, нет ни одного современного геологического или химического типа их проявлений, выносящих сходное с бокситами вещество.

Таблица 2

Рассредоточенность В, Ga, Li и галогенов в различных средах отложений (г/т)

Отложения	В	Ga	Li	Cl	Br	J	Cl/Br	Br/J
Вода	пресная	0,02	0,000	0,016	6,7	0,014	—	—
	морская	4,8	0,00003	0,2	18980	65	—	—
Глина	пресноводная	45	22	94	12	0,5	24	0,33—0,40
	морская	100	42	64	~1600	7,4	~200	0,74—0,37
Уголь	пресноводный	7—45	—	—	—	—	—	—
	прибрежно-морской	45—100	—	—	—	—	—	—
	морской	50—100	—	—	—	—	—	—
Железная руда	пресноводная	3—80	—	—	—	—	—	—
	морская	145—225	—	—	—	—	—	—

Осадки «активных подводных хребтов» (срединно-океанических), для которых предполагаются в качестве источников гидротермальные растворы,— это карбонатные в своей основе илы, обогащенные Fe, Mn, V, As, Cu, Zn, B, Hg и некоторыми другими элементами; они очень бедны Al, Ti и Si. Среди собственно «рудных осадков» рифтовых зон наиболее распространено вещество железо-марганцевого состава, однако встречаются и отложения сульфидного характера (сфалерит, халькопирит, пирит, пирротин, пентландит). Иногда (например, в глубоководных рассольных впадинах рифта Красного моря — Атлантик II, Дискавери, Чейн) имеет место последовательная смена слоев разного химико-минерального состава — от марганитовых (внизу) через сульфидные и аморфногетитовые до железисто-монтмориллонитовых (вверху). Очень близок к красноморским и элементарный состав веществ, выносимых сильно минерализованными гидротермами, приуроченными к тектонически активным зонам континентов типа Солтон Си (Калифорния) и Челекен (СССР).

Экспозиционно-гидротермальные погony, выделяющиеся из подводных вулканов, несут в основном Fe, Mn и Si; Al они содержат очень мало — около 0,006 мг/л — и практически совсем не обнаруживаются в их составе Ti и малые элементы семейства железа — V, Cr, Co, Ni.

Для слабоминерализованных хлоридно-карбонатно-натриевых и сульфатно-натриевых термальных вод вулканических областей характерна ассоциация As—Sb—Hg при исключительно низких содержаниях полиметаллов и Cd.

В водах наземных источников и ручьев (речек), стекающих с вулканических островов или вулканов, Al обнаруживается нередко в весьма существенных количествах, однако, как уже давно показано Н. М. Страховым и В. А. Броневым, обилие в этих водах SiO_2 не позволяет образовываться гидроокислам алюминия. Это подтвердили и более поздние исследования С. К. Гилла и др. (1974).

Заканчивая краткое рассмотрение проблемы источника вещества геосинклинальных бокситов, делаем вывод о полной необоснованности с геохимических позиций любых предположений, об их гидротермальном происхождении и еще раз подчеркиваем, что в настоящее время нам известен лишь один процесс соиздания вещества — латеритный.

Приведенные выше данные по средней распространенности в бокситах некоторых элементов (см. табл. 1) позволяют в известной мере оценить общий гидрохимический характер среды их отложения и (или) образования. Как известно, В, Ga, Li, Cl, Br и J весьма контрастно распределяются в пресных и морских водах (табл. 2) и это, особенно для В и галогенов, отражается на их распространенности в глинах и некоторых типах осадочных руд, сформированных в бассейнах того или другого типа (см. табл. 2).

Сопоставление средней распространенности В, наилучшего элементного индикатора в бокситах всех трех основных типов, с только что приведенными данными показывает (Теняков и др., 1973), что, вероятнее всего, большая часть бокситов и платформ, и геосинклиналей накапливалась в пресноводной среде*. Лишь в отдельных случаях (красные бокситы СУБРа и Боксона, пестроцветные бокситы СУБРа, бокситы верхней части рудного тела Акшагыла) их формирование происходило в слабосоленоватых лагунах.

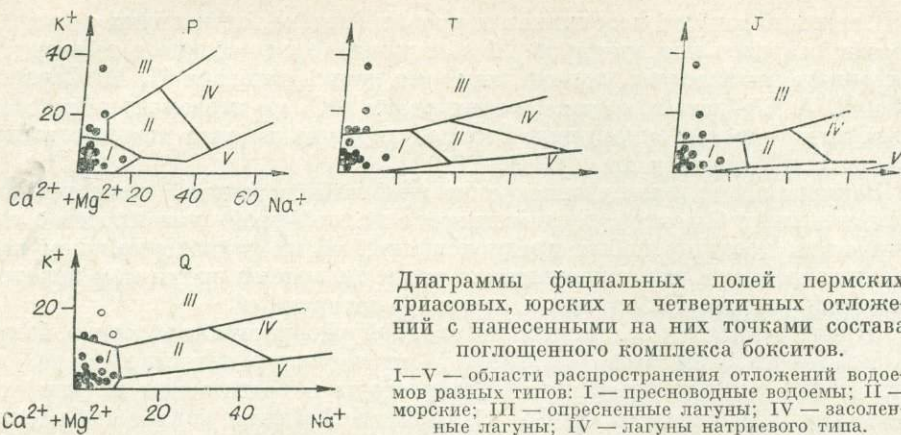
Галлий и галогены, хотя и менее надежные элементы для палеофациальных реконструкций, чем В, но в целом также подтверждают пресноводный в большинстве случаев характер среды бокситонакопления. Индикационная роль Li в бокситах в рассматриваемом отношении очень неопределенна, и мы приходим к выводу, что содержание Li в бокситах контролируется только количеством в них каолинита и мало зависит от гидрохимического характера среды.

Изучение состава поглощенного комплекса бокситов и экспериментальное доказательство изменчивости поглощенного комплекса бокситов в зависимости от гидрохимического типа контактирующих с ними вод (Теняков и др., 1974) позволили попытаться использовать и этот критерий для оценки «пресности-солености» вод среды накопления бокситов. Как известно, применительно к глинам этот метод уже давно получил достаточно широкое развитие, хотя совсем недавно Н. М. Страховым и было показано, что он должен использоваться с осторожностью.

Изучение состава поглощенного комплекса бокситов восьми месторождений геосинклинальных областей (Боксон, СУБР, ЮУБР, Акшагыл, Басман-Кермен, Рудария — СССР; Гант — Венгрия; Итеа — Греция) и шести месторождений платформенных областей (Тихвин, Аркалык, Красный Октябрь, Смела, Кайрак — СССР; Вейпа — Австралия) показало (Теняков и др., 1973), что большая часть бокситов и того и другого типа отлагалась (образовывалась?) в пресноводной среде (см. рисунок)**. Лишь

* Мы специально подчеркиваем «среде», а не «бассейне», чтобы этому выводу не противоречило весьма вероятное предположение о субаэральном латеритном генезисе определенной части «осадочных» бокситов, залегающих на закарстованных карбонатных породах в геосинклинальных областях и на терригенных глинисто-песчаных отложениях на платформах.

** Аналитическая информация не приводится. Эмпирические диаграммы «состав поглощенного комплекса-гидрохимический тип среды» приведены по И. С. Грамбергу и Н. С. Спиру (1961).



Диаграммы фациальных полей пермских, триасовых, юрских и четвертичных отложений с нанесенными на них точками состава поглощенного комплекса бокситов.

I—V — области распространения отложений водоемов разных типов: I — пресноводные водоемы; II — морские; III — опресненные лагуны; IV — засоленные лагуны; V — лагуны натриевого типа.

красные бокситы ЮУБРа и Боксона, пестроцветные бокситы СУБРа и бокситы верхней части рудного тела Акшагыла соответствуют отложениям частично опресненных лагун. Данные выводы полностью подтверждаются также и полученными нами данными (по этим же образцам) по составу содержащихся в них легкорастворимых солей (водно-спиртовые вытяжки).

Таким образом, тремя независимыми методами мы получаем хорошо согласующиеся между собой и с другими геологическими, литологическими и палеонтологическими данными результаты, говорящие о преимущественно пресноводной среде отложения (или образования?) бокситов и на платформах, и в геосинклинальных областях. Это принципиально важный вывод, и он еще более закрепляет мнение подавляющей части исследователей о том, что все бокситы — это преимущественно континентальные образования.

В заключение необходимо подчеркнуть еще раз, что разделение бокситовых месторождений на платформенные и геосинклинальные отражает лишь тектоические и геологические условия формирования их элювиальных и переотложенных фаций и нет никаких геохимических оснований понимать это разделение как разграничение генетических различных веществ или веществ, накопленных (сформированных) в существенно различных средах или фациях.

ЛИТЕРАТУРА

Гипп С. К., Сапрыкина Н. В., Ямпольский А. И. О возможности образования бокситов вулканогенно-осадочного типа. — «Геология рудных месторождений», 1974, т. XVI, № 2.

Граumberг Н. С., Спиро Н. С. Опыт использования геохимических данных для фациального анализа триасовых отложений севера Сибири. — «Труды НИИГА», 1964, т. 119.

Теняков В. А., Эдлин М. Г., Винокуров П. К., Сапрыкина Н. В., Мельникова Л. А. О фациальной среде накопления бокситов. — В кн.: Новые данные по геологии бокситов. Вып. 1. М., ВИМС, 1973.

Теняков В. А., Эдлин М. Г., Винокуров П. К., Сапрыкина Н. В., Мельникова Л. А. Экспериментальное изучение состава поглощенного комплекса бокситов (в связи с оценкой гидрохимического типа водоемов бокситонакопления). — «Геохимия», 1974, № 6.

Теняков В. А. Проблема источника и способа формирования вещества бокситов (геохимический аспект). — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., «Наука», 1975.

О РОЛИ ДОКЕМБРИЙСКОГО МАНТИЙНОГО ВЕЩЕСТВА В ОСАДОЧНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

В различных по возрасту отложениях материковой коры и особенно в ее докембрийской части очень часто встречаются разнообразные интрузии базитов и гипербазитов (основных и ультраосновных магматических пород), содержащие высокие количества Fe, Co, Ni, V, Cr, Pt и др. Хотя возраст и способ внедрения некоторых из этих интрузий (например, альцинотипных перидотитов) вызывают споры, большинство исследователей сходятся на том, что данные породы — продукты подкорковых слоев Земли — образуются за счет вещества верхней мантии (Рингвуд, 1972; Уилли, 1972; Зимин, 1973; Пинус и др., 1973). Об этом свидетельствуют эксперименты, воспроизводящие состав пиролита при высоких давлениях, геофизические наблюдения, а также находки гипербазитов в рифтовых зонах океанических хребтов, где отсутствует кора континентального типа.

Обогащенные различными металлами базиты и гипербазиты, подвергаясь выветриванию и разрушаясь в зоне гипергенеза, дают начало формированию разнообразных осадочных образований и в первую очередь месторождений элементов группы железа (Fe, Mn, Cr, Co, Ni, V и др.). Естественно, что закономерности пространственной и временной локализации основных и ультраосновных магматических пород — очень важная проблема осадочной металлогении.

Сравнительно недавно выяснилось, что хорошими индикаторами участия мантийного вещества в осадочном процессе могут служить рудные скопления V — одного из элементов группы железа, геохимия, минералогия и металлогения которого изучалась нами на протяжении многих лет. Результаты этих исследований, имеющие отношение к проблеме участия базитов и гипербазитов в осадочном породообразовании, изложены в докладе. V способен образовать рудные скопления различных типов. В табл. 1 сведены данные, характеризующие важнейшие генетические группы ванадиевых месторождений. При ее рассмотрении можно видеть, что ванадиевые месторождения вулканогенно-осадочного, гидротермального и гидротермально-осадочного генезиса довольно редки по распространению и ничтожны по запасам. Наоборот, главные массы металла сосредоточены в месторождениях интрузивной и осадочной группы.

Интрузивные месторождения V генетически и пространственно связаны с основными и ультраосновными породами типа габбро-перидотит-анортосит. Последние образуют массивы на периферии Канадского щита (Лабрадор, Сагуней Ривер, Иври, Сент-Урбен, Морин, Лабревилль, 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), по периферии Африканской (Бушвельд) и Индийской платформ. Размеры этих интрузий варьируют довольно широко: от 300—450 до 7500—18 000 км².

Рудные выделения внутри массивов имеют форму линз, пластообразных тел или гнезд, сконцентрированных в разных частях интрузии. Главный рудный минерал — ванадиеносный титаномагнетит, иногда ассоциирующий с апатитом и цементирующий амфиболы и роговую обманку (сидеронитовая структура). Содержание V₂O₅ колеблется от 0,2 до 0,4%, достигая иногда 2%.

Значение массивов основных и ультраосновных пород для промышленности очень велико. По самым грубым подсчетам мировые запасы

Группы месторождений		Вмещающие породы	Формы рудных тел
Интрузивные		Анортозиты, габбро, габбро-амфиболиты, горнblendиты, перидотиты, пироксениты	Пластообразные залежи, жилы, линзы и вкрапленные руды, тесно связанные с интрузиями
Вулкано-осадочные		Лептиты	Пластообразные или линзообразные тела
Гидротермальные		Кварц-биотитовые и кварц-карбонатные жилы	Жильные тела
Гидротермально-осадочные		Известняки и доломиты, содержащие гааленит и сфалерит	Линзовидные тела, инкрустации карстов, натёки, жеоды
Осадочные	сингенетические	Конгломераты, песчаники, суглинки, железо-марганцевые руды, бокситы, угли, кремнисто-углеродистые сланцы и фтаниты, фосфориты	Пластообразные линзовидные тела
	эпигенетические	Роскоэлитовые, медистые, волконскоитовые, урано-ванадиевые песчаники и известняки, асфальтиты, нефтеносные породы	Линзы, роллы, жеолы, жилы и другие неправильной формы скопления

V_2O_5 , связанные с ними, исчисляются величиной в 47 млн. т. Кроме того, с ними ассоциируются крупные скопления хромитов, сульфидов Co и Ni, руд Fe, Ti, U и Pt.

Осадочные месторождения V чрезвычайно разнообразны (табл. 2). По распространенности и количеству сконцентрированного в них металла определяющую роль играют ванадийсодержащие морские оолитовые железные руды, ванадиеносные кремнисто-углистые сланцы или фтаниты, а также ванадийсодержащие титаномагнетитовые россыпи.

Железные руды обычно образуют пластовые или пластово-линзовидные залежи мощностью в десятки метров, прослеживающиеся на расстоянии нескольких километров. В зоне первичных руд они представлены лентохлоритами, анкеритом и сидеритом, а в зоне окисления — гетитом и гидрогетитом. V распределен довольно равномерно. Его содержание повсеместно колеблется от 0,12 до 0,26%. Мировые промышленные запасы V_2O_5 , заключенные в осадочных железных рудах, можно приблизительно оценить величиной 70 млн. т.

Ванадийсодержащие фтаниты представляют собой пласты кремнисто-глинистой ритмичнослоистой породы, резко обогащенной органическим веществом. Мощность рудоносной части 10—12 м; пачка прослеживается на десятки и сотни километров. V концентрируется вместе с Co, Ni, Mo, Re, Pb, Zn, образуя многочисленные собственные минералы (роскоэллит, патронит, ванадаты и пр.). Его содержание колеблется от 1,5 до 2%.

Углеродисто-кремнистые ванадиеносные сланцы и фтаниты содержат потенциальные запасы V, однако они редко являются его промышленными поставщиками. Вместе с пунгитами и фосфоритами мировые запасы в них оцениваются в 820 000 т V_2O_5 .

ванадиевых руд

Рудные минералы	Содержание V_2O_5 , %	Примеры месторождений	Мировые запасы, тыс. т (без СССР)
Ванадийсодержащий титаномагнетит	0,2—0,4, реже до 2	Таберг (Швеция). Бушвельд (ЮАР), Лак-Гю, Сент-Илес, Иври (Канада) Айрон Майн Хилл (США)	32 008
Ванадийсодержащие титаномагнетит и апатит	0,14—0,25	Кирунавара, Рутевара, Ректор (Швеция)	Не учтены, но в целом велики
Давидит в ассоциации с гематитом и минералами титана	?	Раднум Хилл (Австралия)	Ничтожны
Ванадинит, моттрамит, деклуазит	0,5, реже до 5—10	Абенаб, Цумеб, Берг Лукас (Юго-Западная Африка)	20
Ванадийсодержащий титаномагнетит, ванадийсодержащие гидроксиды железа, ферванит, роскоэлит, патронит, вторичные ванадаты, металлоорганические соединения	0,12—2, чаще всего десятки доли процента	Россыпи Урала (СССР), железорудные месторождения Керчи (СССР), Лотарингия (Франция), ванадиеносные фтаниты Казахстана (СССР)	19 597
Роскоэлит, фольборит, ванадинит, патронит, хьюэттит, россит, ванадиевый порфирин и др.	До 15—30	Минас-Рагра (Перу), месторождения Эйтрада Колорадо (США)	65

Россыпи разнообразны по форме залежей и происхождению. Чаще всего это линзовидные скопления ванадиеносного титаномагнетита в галечниках и суллинках речных террас. Протяженность рудных участков от десятков метров до 10—15 км; мощность от 0,5 до 5 м. Средние содержания V_2O_5 достигают 0,6%. Кроме V в рудных залежах концентрируется Fe (до 40—50%) и TiO_2 (12—16%).

Мировые запасы ванадийсодержащих россыпей приблизительно можно оценить в 990 000 т V_2O_5 .

Металлогенетические построения показывают, что на поверхности планеты разнообразные месторождения V распределяются крайне неравномерно. При попытке нанести их на карту выясняется, что они легко группируются в определенные рудные провинции, разделенные между собой участками, практически не содержащими рудных скоплений этого металла (Холодов, 1973).

Строение типичной ванадиевой провинции лучше всего можно выяснить на примере Урала. В пределах этой области четко выделяются две геологически различные части: 1) рифейско-нижнепалеозойский складчатый комплекс, прорванный многочисленными интрузиями базитов и гипербазитов; 2) осадочный верхнепалеозойский чехол предгорного прогиба и платформы.

В пределах рифейско-нижнепалеозойского складчатого комплекса известно несколько субмеридиональных поясов основных и ультраосновных интрузий; среди них наибольший интерес представляют западная полоса габброидов Башкирского антиклинория и расположенная восточнее полоса габбро-перидотитовых интрузий Уралтау.

Габброиды Башкирского поднятия образуют узкие и вытянутые вдоль разлома тела, с которыми связано несколько очень крупных магматиче-

Таблица 2. Взаимная концентрация ванадия

Тип месторождения	Минералы V	Пределы содержания V_2O_5 , %	Пример месторождений	Промышленное значение	
				в СССР	за рубежом
Сингенетические					
Россыши	Изоморфная примесь в титаномagnetите и других терригенных минералах	До 0,6	О. Хондо (Япония), юго-западное побережье Новой Зеландии, Вост. Австралия, Южный Урал (СССР), Кунаша, Чернал и др.	Бадансовые руды разрабатываются (?); запасы невелики	Запасы средние, но благодаря легкости добычи разрабатываются в Японии
Железородные и марганцевые месторождения	Гидраты V адсорбированный ферранит (?)	0,12—0,26	Мицетонные руды Лотаринги (Франция), Баден (ФРГ), Керченское железородное месторождение (СССР)	Запасы велики, не разрабатываются	Во Франции получают V_2O_5 из шлаков, а в ФРГ — без обогащения; это дорого
Бокситы	Обломочные иррексениты и титаномagnetиты, железованадиевые сульфиды, V, адсорбированный гидроксиды железа и алюминия, ванадиевый порфирит (?) и металлоорганические соединения	До 0,14	Латеритные бокситы Индии, месторождения типа «терраросса» в Венгрии	Не разрабатываются	Общее значение невелико, Италия освоила простое получение V_2O_5 из шлаков, а Индия провела эксперимент по получению
Угли	Форма нахождения в песках, возможны металлоорганические соединения	1 в породе, 30 в золе	Урал (СССР), зюренский уголь Чокшана (СССР) и др.	Не разрабатываются	В 1910—1911 гг. в США получили из золы
Кремнисто-углистые фланиты, черные ванадиевые сланцы	Роскозлит, вауронит, исторические ванадаты (карнитит), углесто-ванадиевый минерал и др.	1,5—2	Пермские отложения р-на Айдахо (США), кембрийские отложения Кара-Тау (СССР) и др.	Западные руды, не разрабатываются, запасы велики	Разрабатывались в США во время второй мировой войны, сейчас не разрабатываются
Пластовые фосфориты, обогащенные органическими веществами	Форма нахождения в яслях	0,4	Пермские отложения р-на Айдахо (США)	Отсутствуют	Получено из фосфоритов в США получали V
Эпигенетические					
Роскозлитовые песчаники	Роскозлит, ванадийсодержащий хлорит и монтмориллонит, монтрозит, толмузит	1,5—3	Юра, формация Энтрала, плато Колорадо (США)	Не известны и не разрабатываются	Запасы V_2O_5 значительны, до 1944 г. добыто 6205 т металла
Медистые песчаники	Фольборит ванадинит, монтрамит и др.	0,2—4	Триас Манчестера (Англия), Мансфельд (ГДР), карбон-мел Колорадо (США), термь Приуралья (СССР)		Запасы невелики, но в ФРГ до 1944 г. добыто 39 т
Волконскоитовые месторождения	В виде изоморфной примеси (?)	0,07—3	Пермские отложения Приуралья		Отсутствуют
Урано-ванадиевые месторождения в песчаниках, графелитах и известняках	Патронит, роскозлит, норбусит, хьюэттит, пасконг, негладонг, россит, ферранит, карнитит, толмузит и др.	1—5	Плато Колорадо (США)	Не разрабатываются	Запасы значительны, более 50% мировой добычи из них в США
Нефти	Ванадиевый порфирит (?) металлоорганические соединения	0,44 в золе	Венесуэла, Второе Ваку (СССР)		В Италии из венецуэльской нефти получают V_2O_5 , в США тоже, значение невелико
Твердые асфальты и другие производные от нефти	Патронит, минсравит и др.	0,16—15	Минас-Рагра (Перу), Колорадо (США), Приуралье (СССР)		В настоящее время Минас-Рагра разработано, добыча ничтожна

ских месторождений ванадийсодержащих титаномагнетитов — Кусинское, Копанское, Чернореченское, Маткальское и Медведевское. Содержание V_2O_5 в рудах достигает 0,5—0,6%; местами присутствует до 20% апатита. Возраст интрузий определен М. А. Гаррис и др. (1967) по роговой обманке в 1400 ± 50 млн. лет.

Габбро-перидотиты Уралтау в виде узкой субмеридиональной полосы протягиваются в пределах Среднего и Северного Урала почти на 1500 км. С юга на север в этой полосе выделяются Ревдинский, Тагильский, Кетлымский массивы, интрузии Денежкин камень, Чектопская и другие. С ними связаны месторождения более бедных ванадийсодержащих титаномагнетитов, ассоциирующих иногда с сульфидами Cu. Здесь широко известны Первоуральское, Волжковское, Баронское и Гусевогорское магматические месторождения бедных комплексных руд Fe, Ti и V; содержание V_2O_5 в них редко превышает 0,10—0,20%. Возраст оруденения 600—650 млн. лет. (Л. Н. Овчинников и др., 1967).

Итак, западная полоса интрузий Урала богата V и имеет более древний возраст, тогда как восточная несравненно беднее, но возникла, бесспорно, позднее. Следует также отметить, что, помимо V, рифейско-нижнепалеозойский комплекс содержит магматогенные месторождения Cu, Cr, Co, Ni, Pt и других металлов, причем месторождения Cu в виде колчеданных руд, связанных с эффузивами силура, распространены и на западе, и на востоке.

В осадочном чехле Уральской рудной провинции также есть рудные скопления интересующего нас металла.

В современных и четвертичных отложениях рек Кусинско-Саткинского района, в непосредственной близости от габброидов Башкирского антиклинория, хорошо известны аллювиальные россыпи ванадиеносных титаномагнетитов. Они локализуются обычно в отложениях пойменной террасы, на уровне 1—4 м над урезом воды, среди галечников, песков, супесей и суглинков. Продуктивные пласты имеют мощность 2—5 м и прослеживаются по течению рек Куса, Сатка, Куваши, Черная на 5—7 км. Основная масса титаномагнетита и ильменита концентрируется во фракции 0,1—0,5 мм, а содержание V_2O_5 в рудах колеблется от 0,04 до 0,14 кг/м³ (Холодов, 1968). Происхождение аллювиальных россыпей в данном случае несложно. Все скопления тяжелых минералов в аллювии рек пространственно и генетически тяготеют к габброидным интрузиям, за счет разрушения и выветривания которых они и возникли.

В юрских континентальных отложениях Южного Урала известны ванадийсодержащие буроугольные рудопроявления. Морфологически это беспорядочные скопления углефицированной древесины, залегающие в песчано-глинистых толщах.

Выделяются три группы угольных месторождений. Севернее Орска, в среднем течении р. Таналык, в пределах Магнитогорского синклинория, расположены Аюллинское, Ишмухаметовское и другие месторождения с содержанием V_2O_5 , достигающим 4,19% на золу. Южнее Орска, в пределах той же структуры, но дальше от древних источников питания, находятся Куманское, Мамытское и другие рудопроявления. В углях этих скоплений при той же зольности содержание V_2O_5 редко достигает 2%. В среднем течении р. Белой и южнее ее расположены Самородовское, Караганское, Ермолаевское и другие рудопроявления Бельского прогиба. Они еще более удалены от районов распространения ванадиеносных титаномагнетитов Сатки-Кусы, и содержание V_2O_5 в них соответственно едва достигает 1,5%.

Так как содержание V в углях хорошо сопоставляется с расстоянием от возможных магматогенных источников питания, В. А. Зильберминц и П. Л. Безруков (1936) считают, что он извлекался речными водами, переносился в угленосные палеоводоемы и здесь включался в состав растительной органики.

В пермских меденосных отложениях Приуралья пространственное положение рудных участков хорошо увязывается с конседиментационными поднятиями этого региона — Башкирским, Татарским и Оренбургским (Клубов и др., 1968). При этом медная минерализация во всех случаях располагается на восточных крыльях тектонических структур, что косвенно указывает на направление поступления рудных компонентов.

Среди медистых песчаников Приуралья четко выделяются три участка, различных по возрасту и минерализации. Вдоль восточного склона Башкирского свода локализуется медное оруденение, связанное с наиболее древними уфимскими отложениями. Рудные залежи этого района представляют собой скопления халькозина, халькопирита, ковеллина и других минералов, приуроченные к корытообразным врезам, которые заполнены песчаниками и гравелитами, залегающими среди алевролитов и глин. Медистые песчаники обычно содержат до 3—4% V_2O_5 , причем последний образует самостоятельные минералы типа фольбортита или кнауфита. Кроме сингенетических признаков, медно-ванадиевое оруденение несет следы интенсивных эпигенетических перемещений, осложняющих ее залегание.

Два других участка, в районах Татарского свода и Оренбургского поднятия, стратиграфически связаны с более молодыми казанскими отложениями. Рудные скопления имеют форму линз, гнезд, прожилков. Почти полностью отсутствует ванадиевая минерализация и повсеместные следы интенсивных эпигенетических преобразований. Источником Cu (и V) в Приуралье можно считать, по-видимому, горные сооружения Урала с его полосой более древних медноколчеданных месторождений (Ферсман, 1922; Миропольский, 1934; и др.). Однако наши металлогенетические наблюдения позволяют более подробно сопоставить локализацию оруденения с историей эрозии Уральского хребта. Действительно, изучение терригенных компонентов пермских осадочных толщ Приуралья и областей питания, выполненное С. Г. Саркисяном (1949), показало, что в уфимский век в пределах рифейско-нижнепалеозойской области разрушались горные сооружения Яман-Тау, т. е. Башкирского антиклинария. В области седиментации, расположенную к западу, в это время поступали массы V и Cu . Позднее, в казанский век, поднятия захватили расположенные к востоку массивы Крака и Уралтау; соответственно в водоем перестали поступать большие количества V , но усиленно мигрировали Cu и Cr .

В нашем примере важно подчеркнуть одно обстоятельство: на протяжении огромного отрезка геологического времени, соответствующего всему мезозою и кайнозою, рифейско-нижнепалеозойская часть Уральской ванадиевой провинции, в которой определяющую геохимическую роль играли основные и ультраосновные интрузии, поставляла рудные компоненты в смежные области седиментации и за счет них формировались при образовании осадочного чехла многочисленные и разнообразные месторождения V осадочного генезиса.

Пространственные взаимоотношения между месторождениями ванадиеносных титаномагнетитов магматогенного генезиса и осадочными скоплениями V , установленные в Уральской провинции, типичны и для других ванадиевых провинций мира (Холодов, 1973). Действительно, почти в каждой из 17 выделенных нами ранее и описанных ванадиевых провинций центром или ядром являются докембрийские древние поднятия, содержащие базитовые или гипербазитовые металлоносные интрузии. Эти типичные мантийные образования включают в себя огромные количества ванадийсодержащих титаномагнетитов, сконцентрированных на одних участках (рудопоявления, рудные залежи) или рассеянных — на других (акцессорная примесь в породе).

В краевых частях докембрийские выступы перекрываются более молодым осадочным чехлом, причем в этих осадочных фанерозойских отло-

жениях обычно широко распространены разнотипные осадочные ванадиевые месторождения; последние чаще всего представляют собой результат гипергенного переотложения рудного материала интрузий в разнообразных литолого-фациальных условиях и иногда несут следы глубоких постседиментационных преобразований. Характерно, что в одних провинциях гипертрофирована магматогенная составляющая, в других — осадочная, но тем не менее, как правило, обе они легко обнаруживаются при металлогенических построениях.

Полученные результаты полностью подтвердили закономерности, намечившиеся при анализе металлогенических построений. Оказалось, что основная масса месторождений ванадиеносных титаномагнетитов магматического генезиса связана с докембрием. Наиболее крупные месторождения и заключающие их в себе габброидные и габбро-анортозитовые интрузии оказались сформированными в интервале от 2000 до 1000 млн. лет, между Беломорской и Гренвильской складчатостью, и лишь небольшая часть ванадиеносных титаномагнетитов образовалась в рифее.

подавляющая часть запасов осадочных месторождений разных генетических типов локализовалась в фанерозое.

Также взаимоотношения магматических и осадочных месторождений V во времени не случайны и отражают главным образом то, что осадочные скопления образовались за счет разрушения и переотложения более древних магматических руд V.

Все это очень хорошо гармонирует с тем, что V — очень плохой мигрант и в обстановке зоны гипергенеза перемещается в водах рек преимущественно в виде взвеси. По данным Г. С. Коновалова с соавторами (1968), изучавшего формы миграции различных элементов в реках СССР, в среднем 87% V мигрирует во взвеси и только 13% перемещается в виде истинных растворов. По подсчетам И. И. Волкова (1975), реками Черноморского бассейна ежегодно сносится в море $17,6 \cdot 10^3$ т V во взвеси и $0,59 \cdot 10^3$ т в виде раствора; таким образом, в общем стоке 96,8% ванадия перемещается во взвеси и 3,2 — в растворе. Как показали работы Н. М. Страхова и др. (1971) по Черному морю, V вместе с Ti, Zr, Ge и Si относится к элементам группы, образующей минимальные накопления в халистазах, обнаруживая склонность концентрироваться вместе с алевритовой фракцией осадков в периферических частях водоема.

Кроме того, частично растворенный V жадно извлекается из поверхностных вод гидроокислами железа, органическим веществом и отчасти глинистыми минералами. Поэтому он быстро выпадает из миграции уже в непосредственной близости от разрушающегося коренного источника (Холодов, 1968, 1973).

Если к сказанному добавить, что ванадийсодержащий титаномагнетит — довольно устойчивый минерал, склонный образовывать россыпи и фиксироваться вблизи от питающей интрузии, становится очевидным, что в ванадиевой провинции осадочную субпровинцию можно рассматривать как огромный геохимический ореол, сменяющий магматогенное ядро во времени и пространстве. Поскольку осадочное рудообразование, как оказалось, в значительной степени зависит от магматогенного рудогенеза, поведение последнего во времени представляет большой интерес.

Можно считать общепризнанным, что состав преобладающих магматических пород, слагающих водосборные площади докембрийских континентов, существенно эволюционировал во времени. Основное мантийное вещество, весьма напоминающее современные базальты или лунные анортозиты, количественно преобладало в ландшафтах катархей и нижнего докембрия (Виноградов, 1959; Страхов, 1963; Семихатов, 1974). Однако уже в среднем докембрии огромные поля кислых пород типа чарнокитов и гранито-гнейсов приходят на смену более древним основным эффузивам. И хотя становление габброидных и габбро-анортозитовых массивов в среднем протерозое (Беломорская, Медвежьегорская и Гренвильская склад-

чатость) несколько изменило соотношение между сиаем и симой в сторону последней, в рифейское и фанерозойское время вновь отчетливо прослеживается все та же тенденция от основного к кислому магматизму. При переходе от каледонских геосинклиналей к герцинским и далее к киммерийским в них наблюдается постепенное отмирание ранних стадий, характеризующихся проявлением основного магматизма (В. И. Смирнов, 1969). Таким образом, во времени на нашей планете наблюдается сокращение площадей, занятых основными и ультраосновными магматическими породами. При этом среди гипербазитов исчезают такие разновидности, как аортозитовые интрузии, столь типичные для верхнего и среднего докембрия. В то же время все возрастает значение разнообразных гранитоидов, представляющих собой порождение более молодой магматической деятельности.

Постепенное изменение состава самих основных и ультраосновных пород во времени, особенно резко подчеркнутое «вымиранием» аортозитов, возможно также сопряжено с изменением металлоносности этих образований. Поскольку основная масса ванадиеносных титаномагнетитов явно тяготеет к докембрийским базитам и гипербазитам, а в фанерозойских и современных основных интрузиях оруденение встречается чрезвычайно редко, возникает предположение о постепенном отмирании ванадиевого рудогенеза, связанного с магматизмом базитового ряда.

Аналогичное падение титаноносности в основных и ультраосновных породах Урала в зависимости от их возраста отмечал П. Г. Пантелеев (1938). Им было установлено, что от древних к молодым интрузиям среднее содержание TiO_2 уменьшается от 0,5 до 0,03% для руд и от 0,25 до 0,02 для рудосодержащих пород. Он полагал, что различные типы месторождений титаномагнетитов не только на Урале, но, по-видимому, по всему земному шару возникали в разные эпохи и в целом рудоносность более древних интрузий несравненно выше рудоносности молодых. Позднее этот вывод был принят в некоторых работах, в том числе в известной монографии И. И. Малышева (1957), хотя Г. В. Пинус (1953) считал, что кроме возраста магматизма большое значение имеет глубина эрозионного среза.

Необходимо подчеркнуть, что преимущественная приуроченность ванадиевых титаномагнетитов к докембрийским магматическим образованиям (Борисенко, 1973; Богатиков, Биркис, 1974) представляет собой лишь часть более общей закономерности, установленной М. М. Константиновым и Е. Я. Куликовой (1960) и изображенной на рисунке. Авторы, используя собственные данные, литературные сводки и работы Ю. А. Билибина (1956), подсчитали запасы эндогенных месторождений мира по разным эпохам. Оказалось, что для магматогенного и гидротермального рудогенеза докембрия характерны рудные накопления Fe (50% запасов), Co (62), Ni (62), Pt (70), Au (64) и отчасти U (30). Для гидротермального, эффузивно-осадочного и магматогенного рудогенеза кайнозойской

Эпохи	Pt	Ni	Co	Au	Fe	U	W	Sn	Pb-Zn	Sb	Cu	Mo	Hg
Кайнозойская		7	7	13	20	5	3	14	46	61	80	91	95
Мезозойская	10	14	17	16	13	5	81	50	3	36	3	5	3
Палеозойская	20	17	17	10	17	60	16	26	17	3	4	3	2
Докембрийская	70	62	62	61	50	30		10	34		13		

Распределение запасов эндогенных месторождений некоторых металлов по эпохам (в % к общим запасам, по М. М. Константинову и Е. Я. Куликовой, 1960).

эпохи типично образование руд Hg (95), Mo (91), Cu (80), Sb (61), Pb и Zn (46% запасов), а концентрации W, Sn и U занимают промежуточное положение между этими двумя крайними группами металлов.

Данные диаграммы распределения запасов по эпохам позволяют утверждать: чем моложе эпоха, тем более геохимически подвижные металлы обогащают магму и концентрируются в виде рудных скоплений. Для нас очень интересно, что с магматическими образованиями докембрия накапливались не только Ti и V, но и сходные с ними в геохимическом отношении металлы — Fe, Ni, Pt, Au. Все они плохие мигранты. Их слабую концентрацию в магматических расплавах более молодых эпох фанерозоя следует, по-видимому, объяснять первичной дифференциацией элементов в мантии. Благодаря неравномерному распределению элементов первые по времени порции магмы, заимствованные из базальтового слоя, поднимались к поверхности докембрийской планеты уже обогащенные элементами семейства железа. Последующие внедрения основной магмы несли все меньшие количества рудных компонентов и поэтому эндогенные запасы таких металлов, как Co, Ni, Fe и Au, существенно уменьшаются в палеозое, мезозое и кайнозое, а магматогенные руды V в основных породах этого возраста не встречаются совсем.

Следует иметь в виду, что с уменьшением распространенности гипербазитовых и базитовых интрузий во времени, а также с общим падением рудных содержаний элементов группы Fe и Pt в магматических телах при переходе от докембрия к палеозою все больше уменьшалось участие мантийного вещества в осадочном породообразовании благодаря прогрессирующему разрастанию осадочного чехла.

Действительно, ранее нами было показано (Холодов, 1975), что в питающих провинциях современных эпиконтинентальных и краевых морей магматические образования играют незначительную роль, занимая 2—22% всей площади; наоборот, осадочные породы слагают 52—89% территории, питающей современные седиментационные бассейны и, таким образом, в настоящее время в гигантских масштабах осуществляется перетолжение более древнего осадочного материала, бедного рудными компонентами. Само собой разумеется, что в прошлом осадочный чехол был распространен значительно слабее и благодаря этому магматические, метаморфические и эффузивные породы играли более существенную роль в поставке материала, мигрирующего в седиментационные бассейны. Так, по данным А. Е. и С. Ж. Энжелов (Engel, Engel, 1963), в докембрии Канадского щита осадочные отложения слагают 2—20, а магматические образования — 66—76% площади.

Уменьшение общей площади эродируемых докембрийских поднятий и падение относительного значения гипербазитов во времени наглядно видно при анализе палеометаллогенических карт вендско-кембрийской эпохи Евразии (Холодов, 1970^{1, 2}, с. 84). Если сравнить площади распространения докембрия, вскрытые современной эрозией, и площади докембрийских поднятий, позднее перекрытые осадочным чехлом, то окажется, что первые составляют от вторых ничтожную часть.

Действительно, по карте видно, что на обширной территории континента полностью погребены под осадочными толщами фанерозоя Сунгаро-Гобия и Катазия, Таримский массив, Сыр-Дарьинский массив и Южно-Ферганские острова, исчезла суша на месте Западно-Сибирской низменности, скрылись под более молодыми отложениями части Фенно-Сарматии, Индо-Тибетии и Малой Азии.

Уменьшение доли участия мантийного вещества в осадочном процессе, вытекающее из общетеоретических построений, хорошо согласуется с общим распределением осадочных ванадиевых руд во времени. В самом деле, в вендско-кембрийскую эпоху, когда только что были сформированы и интенсивно разрушались габброанортозитовые пояса Земли, ассоциация фосфатно-кремнистых ванадиевых сланцев и фтанитов стано-

вится обычной в отложениях палеоморей Азии и Европы, Америки и Австралии. Следует иметь в виду, что ориентировочные запасы V_2O_5 , связанные с углеродисто-кремнистыми сланцами, если учесть их распространение и высокое содержание V_2O_5 ($>1,5\%$), огромны. Они оцениваются почти в 5 млрд. т.

Ванадиеносные сланцы и фтаниты, широко распространенные в рифее и нижнем палеозое, в мезозое постепенно уступают место ванадийсодержащим оолитовым железным рудам, локально распространенным, более бедным по запасам и по содержанию металла (не более $0,1\%$ V_2O_5). Наконец, четвертичный период знаменуется господством бедных титаномагнетитовых россыпей, с очень невысокими содержаниями металла, если считать его на массу рудовмещающей породы.

Очевидно, что процесс осадочного ванадиевого рудогенеза как бы застывает во времени, следуя за общим падением продуктивности питающих провинций. Разумеется, эта общая тенденция существенно осложнялась увеличением разнообразия рудных концентраций от докембрия к современному периоду и хорошо выраженной периодичностью рудообразования, разобранных в предшествующих работах автора (Холодов, 1973).

В заключение отметим, что подобно V в общей схеме осадочной эволюции Земли, по-видимому, ведут себя Fe, Ni, Co, Cr, P, Mg, Ti и другие элементы ряда протокристаллизации. Возможно, что их скопления во времени и пространстве также тесно связаны с поступлением на поверхность планеты магматогенного мантийного вещества и подмеченные закономерности его мобилизации и переотложения помогут в объяснении генезиса рудных скоплений разного типа.

ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., ГОНТИ, 1956.
- Боагиков О. А., Биркис А. П. Апортозитовые провинции СССР и их минералогическо-петрохимические особенности.— В кн.: Апортозиты СССР. М., «Наука», 1974.
- Борисенко Л. Ф. Ванадий (геохимия, минералогия и типы эндогенных месторождений). М., «Недра», 1973.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Волков И. И. Химические элементы в речном стоке и формы их поступления в море.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.
- Гаррис М. А., Постников Д. В., Попов Ю. П. О возрасте габброидов Урало-Волжской области.— В кн.: Вопросы датирования древнейших геологических образований и основных пород. М., «Наука», 1967.
- Зильберманц В. А., Безруков П. Л. О распространении ванадия в мезозойских угленосных отложениях Южного Урала.— «Изв. АН СССР. Отд. мат. и ест. наук», 1936, № 5.
- Зимин С. С. Парагенезы офиолитов и верхняя мантия. М., «Наука», 1973.
- Коновалов Г. С., Иванова А. А., Колесникова Т. Х. Рассеянные и редкие элементы, растворенные в воде и содержащиеся во взвешенных веществах главнейших рек СССР.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Константинов М. М., Куликова Е. Я. Урановые провинции. М., Атомиздат, 1960.
- Клубов В. А., Нечитайло С. К., Петропавловский В. В. Геологические закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской области. М., «Недра», 1968.
- Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Миропольский Л. М. Медные соединения в пермских отложениях Татарской и Чувашской республик и некоторые новые данные к их генезису.— «Зап. Российского Минер. об-ва», 1931, ч. X, № 1.
- Овчинников Л. Н., Панова М. В., Подлесова Р. Г. О калий-аргоновом возрасте некоторых роговых обманок Урала.— В кн.: Вопросы датирования древнейших геологических образований и основных пород. М., «Наука», 1967.
- Пантелеев П. Г. К вопросу геохимии титана, ванадия и хрома в титаномагнетитах Урала.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1938, № 3.
- Пинус Г. В. О происхождении основных пород, пространственно связанных с интрузиями гипербазитов.— «Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР», 1953, вып. 13.

Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Альвинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973.

Рингвуд А. Э. Состав и эволюция верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.

Саркисян С. Г. Петрографо-минералогические исследования верхнепермских и триасовых пестроцветных отложений Приуралья. М., Изд-во АН СССР, 1949.

Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя.— «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1974, вып. 256.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969.

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

Страхов Н. М., Белова И. В., Глаголева М. А., Лубченко И. Ю. Распределение и формы нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских отложений.— «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 2.

Уилли П. Дж. Ультраосновные пояса.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.

Ферсман А. Е. Геохимия России. Л., Науч. хим.-техн. изд-во, 1922.

Холодов В. Н. Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М., «Наука», 1968.

Холодов В. Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. I. Довендские поднятия как источники рудных компонентов.— «Литология и полезные ископаемые», 1970, № 2.

Холодов В. Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. II. Осадочные руды ванадия, фосфора, железа, марганца и условия их образования.— «Литология и полезные ископаемые», 1970, № 4.

Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия.— «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1973, вып. 251.

Холодов В. Н. Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд (К 75-летию академика Н. М. Страхова), М., «Наука», 1975.

Engel A. S., Engel C. G., Grenville series in the North-West Adirondack Mountains.— «Bul. Geol. Soc. Amer.», 1953, v. 64, N 9.

И. М. Варенцов

ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ РУД В СОВРЕМЕННЫХ ШЕЛЬФОВЫХ МОРЯХ

Основа работы — данные сравнительного изучения геохимии процессов формирования железно-марганцевых руд в существенно различных по обстановкам седиментации регионах Балтийского моря: Рижский и Финский заливы, центральная часть Балтики. Эти исследования проводились Геологическим институтом АН СССР и Атлантическим отделением Института океанологии АН СССР, г. Калининград (А. И. Блажчишин) по совместной программе. Для сопоставления приводятся материалы исследований других шельфовых бассейнов.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ РУД В РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНАХ БАЛТИКИ

Условия залегания. В Рижском и нередко в Финском заливах Fe-Mn конкреции чаще всего находятся в буровато-коричневом, обводненном наилке (до 5 см), покрывающем сравнительно мало-мощные (до 7—10 см) темно-серые алевритовые илы, черные илы с сероводородом. В большинстве случаев в коричневатобуром наилке содержится ощутимое количество Fe-Mn конкреций: до 80% объема (рис. 1, 2).

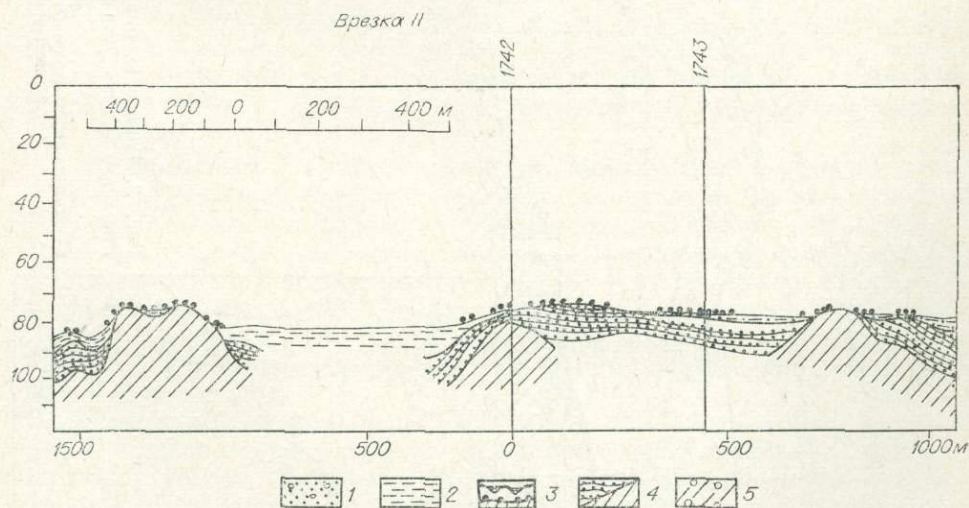
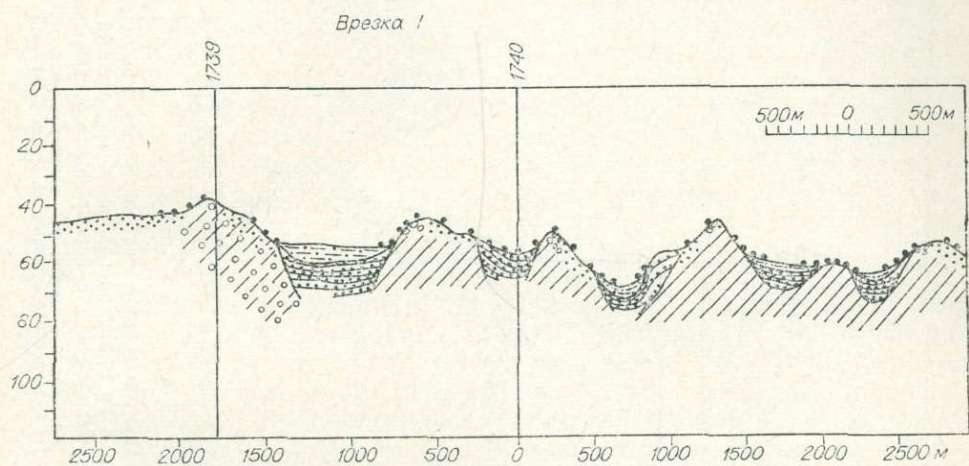
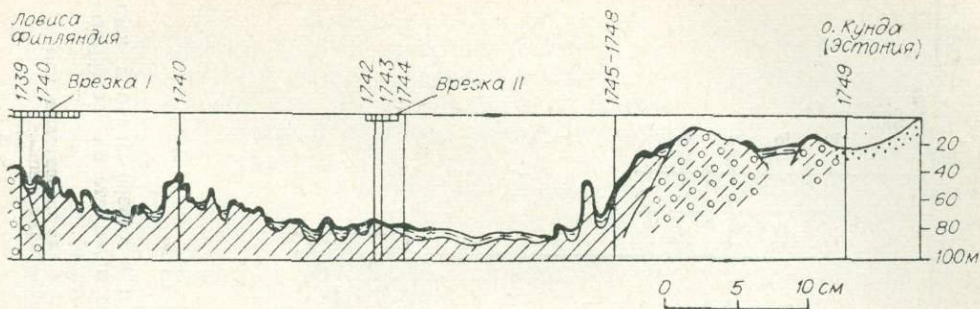


Рис. 1. Профиль через центральную часть Финского залива.

Современные осадки: 1 — песчано-гравийные; 2 — алевриты и илы; 3 — конкреции, корковидные образования, сложенные гидроокислами Fe, Mg. Древние отложения: 4 — ледниковые (а — ленточные, б — однородные); 5 — моренные глины; 6 — 1739, 1740, 1742 и т. д. номер станции отбора осадков.

В Гданьско-Клайпедском районе конкреции, как правило, залегают на поверхности грубокластических осадков, нередко на эродированной поверхности коренных пород, представленных ледниковыми глинами (см. рис. 1, 2).

Источники рудообразующих компонентов. В Финском заливе седиментационный материал поставляется Невой, Нарвой, Лугой и др. Особо

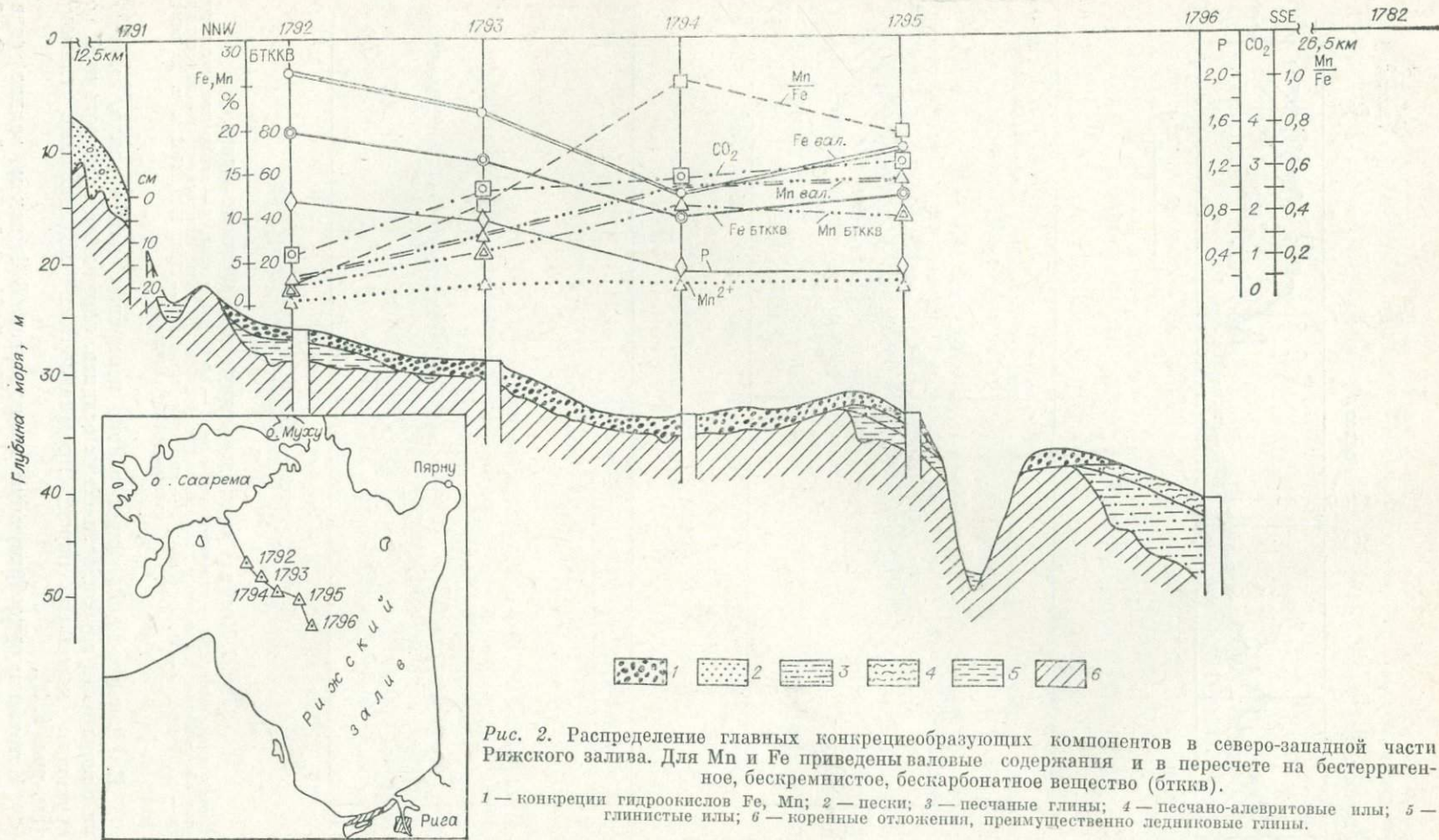


Рис. 2. Распределение главных конкрецнеобразующих компонентов в северо-западной части Рижского залива. Для Mn и Fe приведены валовые содержания и в пересчете на бестерригенное, бескремнистое, бескарбонатное вещество (бтккв).

1 — конкреции гидроокислов Fe, Mn; 2 — пески; 3 — песчаные глины; 4 — песчано-алевритовые илы; 5 — глинистые илы; 6 — коренные отложения, преимущественно ледниковые глины.

выделяется сток с территории Финляндии и Карельского перешейка, с которым поступают в относительно большом количестве тяжелые металлы в растворенной форме (преимущественно гуматы). Следует подчеркнуть, что особенность распределения континентального стока в Финском заливе в существенной мере контролирует главные черты гидрохимии и распределения осадков.

В Рижский залив седиментационный материал приносится преимущественно Даугавой, в меньшей мере Лиелупой и др. Открытая часть бассейна, соединяющаяся через Ирбенский пролив с Рижским заливом, в весьма ограниченной степени сказывается на его седиментации (см. рис. 2).

Гданьско-Клайпедский район можно рассматривать как открытую часть Балтийского моря, без ясно выделенного локализованного источника рудообразующих компонентов. Кроме поставки седиментационного материала от устьев близ расположенных рек (Висла, Неман) и эрозии коренных пород дна весьма существенную роль в снабжении рудообразующими элементами играют течения, в массе которых содержится атлантическая вода, поступающая через датские проливы. Есть основания считать, что в обогащении природных вод тяжелыми металлами заметную роль могут играть процессы их диффузионного поступления из смежных с конкреционными полями участков накопления темных, богатых органикой илов и из загнивавшихся зон бассейна (см. рис. 1).

Морфология конкреций. В Рижском заливе широко развиты сфероидальные разности конкреций: бобовые, дробовидные, их агрегатные сростания. В Финском заливе встречаются также относительно крупные уплотненные разности (10×15×2 см), известны дисковидные, монетовидные конкреции и обрастания обломков гидроокислами Mn, Fe.

В Гданьско-Клайпедском районе сравнительно широко распространены разнообразные формы обрастаний: от пигментации валунно-гравийных обломков гидроокислами Mn, Fe до дисковидных, монетовидных конкреций. Довольно часто имеются корковидные образования, преимущественно гидроокислов Fe, развивающиеся по измененным глинам коренного субстрата. Сфероидальные конкреции в целом мало типичны для Гданьско-Клайпедского района.

Минеральный и химический состав. Минеральный состав конкреций и корок представлен преимущественно гидроокислами Fe, Mn: аморфные гидроокислы железа, гидрогетит, бернессит, тодорокит. Относительные количества аутигенного манганокальцита, кальциевого манганосидерита в Финском, Рижском заливах больше, чем в Центральной Балтике, где наблюдаются ощутимые содержания гетита, гидрогетита, тодорокита. В Рижском заливе отмечается развитие аутигенного хлоритоподобного минерала, формирующего на поздних стадиях образования железо-марганцевых конкреций.

Если качественно минеральный состав Fe-Mn конкреций и корок рассматриваемых районов различается весьма несущественно, то их химический состав с определенностью отображает специфику обстановок формирования, в частности влияния вод Атлантики (для Гданьско-Клайпедского района) и условий, отражающих распресняющее воздействие континентального стока в заливах.

Можно считать, что среди рассматриваемых районов наиболее ярко выражена морская обстановка в центральном районе Балтики и относительно слабо — в Финском заливе, где сказывается ощутимое влияние речного стока. Это положение может быть проиллюстрировано относительным сопоставлением средних содержаний компонентов конкреций: Центральный Балтийский район — Рижский залив — Финский залив. Среднее содержание компонентов в конкрециях Центрального Балтийского района принято за условную единицу. Тогда увеличение относительных содержаний CaO (1—1,18—1,44), Na₂O (1—0,92—2,44), CO₂ (1—

2,25—2,22), $C_{орг}$ (1—2,26—2,06) в этой последовательности свидетельствует о возрастающем влиянии роли речного стока в обстановках формирования конкреций. И напротив, уменьшение в той же последовательности относительных содержаний MgO (1—0,58—0,83), K_2O (1—0,76—0,76), Cr (1—0,92—0,68), V (1—0,77—0,57), Cu (1—0,40—0,21), Ni (1—0,66—0,49), Zn (1—1,02—0,86) может интерпретироваться как следствие снижения факторов, типичных для морской обстановки. В Рижском заливе, где главный источник рудного, седиментационного материала — р. Даугава, в конкрециях наблюдается уменьшение величины Mn/Fe к периферии залива (см. рис. 2).

О МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ Fe-Mn КОНКРЕЦИЙ

Суждения о процессе формирования Fe-Mn конкреций и корок Гданьско-Клайпедского района основываются на достаточно очевидных и простых наблюдениях их залегания, строения, состава, результатах экспериментальных исследований некоторых авторов (J. Morgan, W. Stumm, 1965; G. Michard, 1969) и наших работ по моделированию подобных явлений (Варенцов, 1972; Пронина, Варенцов и др., 1973; Пронина, Варенцов, 1973; Vakentsov, Pronina, 1973). Эти данные позволяют считать, что Fe-Mn гидроокисные конкреции образуются в результате селективного хемосорбционного накопления переходных элементов, сопровождаемого автокаталитическим окислением при взаимодействии активных поверхностей с придонными водами. Такими поверхностями обладают, в известной мере, подвергавшиеся выщелачиванию измененные терригенные частицы, обломки коренных ледниковых глин, нередко служащие ядром конкреций либо основанием (подложкой) корок. Формирующиеся на таких поверхностях гидроокислы Fe-Mn в последующих циклах взаимодействия с придонной водой проявляют себя как еще более активные поглотители по сравнению с веществом ядра, подложки. Иными словами, продукты такого взаимодействия способствуют последующим циклам процесса, что и определяет его автокаталитическую природу. Каждый цикл такого процесса многостадийен: ранние стадии — высокоселективный ионный обмен, молекулярная сорбция, сменяемые каталитическим окислением, формированием гидроокислов; в относительно поздние стадии, очевидно, происходит дегидратация, преобразование сформировавшихся гидроокислов. Кроме формирования гидроокисных фаз Fe-Mn и других переходных металлов может происходить образование аутигенных силикатов — хлоритоподобных минералов, относительно незначительных количеств карбонатных минералов, сравнительно сложных шпинелевидных соединений.

Развитию этого процесса могут способствовать отсутствие терригенной седиментации или весьма низкие скорости ее (поскольку терригенные глинистые частицы блокируют активные поверхности), а также придонные течения, переносащие значительные массы компонентосодержащих растворов над активными поверхностями, положительными величинами Eh. Подобный процесс может протекать в широком диапазоне концентраций аккумулируемых компонентов: 10^{-2} — 10^4 мкг/л.

Fe-Mn конкреции Рижского и Финского заливов, как было показано, отличаются от конкреций открытого моря условиями залегания, морфологией, строением, составом.

В Рижском заливе во многих случаях коричневатобурый наилон (3—5 см), содержащий конкреции, подстилается серыми алевритовыми илами (до 5—7 см), ниже которого обычно лежат черные глинистые, богатые органическим веществом илы с H_2S (см. рис. 2). В иловых водах таких черных, серых глинистых, алевритовых илов, по данным

Т. И. Горшковой (1970), наблюдаются относительно высокие концентрации Mn (до 8,46 мг/л) и Fe (до 2,28 мг/л). Высокий градиент концентрации Mn и Fe в иловой и придонной воде позволяет поставить вопрос о возможной роли диффундирующих вверх Mn и Fe из относительно концентрированных иловых растворов в зону обводненного напла, содержащего конкреции гидроокислов этих элементов.

Расчеты показывают, что присутствующие в иловом растворе количества Mn и Fe составляют лишь 1,28 и 0,16% имеющегося количества Mn и Fe конкреций соответственно. Таким образом, для обеспечения накапливающихся количеств Mn и Fe в гидроокисных конкрециях, согласно принятым допущениям, при исключительно лишь диффузионном подтоке этих компонентов из иловых растворов нижележащих осадков, мощность этих осадков должна была бы составлять в варианте с Mn — 17, с Fe — 125 м.

Однако скорость седиментации на участках формирования Fe-Mn конкреций Рижского и Финского заливов относительно невелика, с конца последнего оледенения (примерно 10 000 лет) накопилась колонка осадков не более 20 см.

Таким образом, диффузионное поступление Mn и Fe, обусловленное диагенетическими явлениями в относительно восстановленных зонах осадка Рижского и Финского заливов, практически не превышает одного процента от накапливающихся в конкрециях количеств Mn и Fe.

Расчеты, оценивающие относительную долю Mn в общем балансе поступления этого элемента при формировании абиссальных конкреций океана (Bender, 1971), также указывают на ничтожную роль диффузионного подтока Mn из нижних зон осадка.

Приведенные данные и расчеты позволяют принять для объяснения формирования Fe-Mn конкреций Рижского и Финского заливов реакционный механизм селективного, хемосорбционного, автокаталитического взаимодействия растворов с активными поверхностями. Специфика образования Fe-Mn конкреций состоит в рассматриваемых случаях в том, что вместе с растворенной формой металлов в залив выносятся их взвешенные формы в виде гуматов, органических, минеральных частиц. Эти металлосодержащие взвеси испытывают разложение и в самой водной массе заливов, и в верхних частях осадка, где Mn и Fe переходят в растворенную форму. Об этом свидетельствуют высокие концентрации их в иловых водах коричневатобурых илов: Mn до 18, Fe до 1,33 мг/л (Горшкова, 1970).

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ Fe-Mn КОНКРЕЦИЙ И КОРОК В ШЕЛЬФОВЫХ МОРЯХ

Ф. Т. Мангейм (Manheim, 1965), Т. И. Горшкова (1967) дают широкий обзор обстановок формирования железо-марганцевых конкреций в относительно мелководных морях. Конкреции шельфовой зоны Черного моря описываются В. Р. Севастьяновым и И. И. Волковым (1966), Е. Ф. Шнюковым и др. (1973) — у берегов Крыма, южнее мыса Тарханкут, и Ю. Георгеску, З. Лупан (Georgescu, Lupan, 1971) — район литорали, Румынского побережья Констанцы и Сулина, глубина 40—60 м.

Сопоставляя данные этих авторов с характеристиками Fe-Mn конкреций Финского, Рижского заливов, Гданьско-Клайпедского района Центральной Балтики, можно убедиться в том, что им свойственны некоторые общие особенности: условия залегания, локализации строения, минеральный химический состав. Например, средний состав Fe-Mn конкреций Черного моря (Севастьянов, Волков, 1966; Шнюков и др., 1973) весьма несущественно отличается от состава Fe-Mn конкреций Гдань-

ско-Клайпедского района Центральной Балтики (см. таблицу). В то же время Fe-Mn конкреции шельфовых бассейнов резко отличаются по своему химизму от конкреций Атлантики и Тихого океана (см. таблицу). Выше отмечалось, что по мере ослабления континентального, в частности речного, стока заметно увеличиваются относительные содержания Mg, K и в особенности малых элементов: V, Cu, Ni, Zn. Однако, если проследить изменения химизма Fe-Mn конкреций в последовательности,

Химический состав железо-марганцевых конкреций,

Компонент	Финский залив						Рижский				
	вес, %			в пересчете на БТКВ			вес, %			в пересчете	
	мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.	мин.	
SiO ₂	10,53	27,36	17,42	—	—	—	11,90	34,21	22,47	0,629	
TiO ₂	0,33	0,64	0,48	0,453	1,366	0,918	0,33	0,61	0,49	—	
Al ₂ O ₃	0,31	5,75	3,14	—	—	—	1,15	6,96	3,48	—	
Fe ₂ O ₃	12,40	43,64	26,13	—	—	—	17,95	52,30	32,48	—	
FeO	Нет	0,86	0,38	—	—	—	Нет	0,64	0,11	—	
CaO	1,85	2,96	2,32	—	—	—	1,25	2,84	1,90	0,570	
MgO	0,11	2,23	1,00	0,722	4,296	2,523	Нет	1,10	0,70	0,052	
MnO	0,77	5,15	2,76	—	—	—	0,40	7,60	3,15	—	
MnO ₂	0,50	40,41	21,59	—	—	—	1,04	24,01	12,34	—	
Na ₂ O	0,77	5,15	2,76	0,976	4,838	3,327	0,60	1,92	1,04	1,016	
K ₂ O	1,27	2,10	1,71	2,360	4,110	3,293	1,04	2,44	1,71	1,765	
H ₂ O ⁺	5,83	8,58	7,26	—	—	—	5,40	9,53	7,28	—	
H ₂ O ⁻	6,47	10,43	7,96	—	—	—	5,43	10,15	7,58	—	
P ₂ O ₅	0,56	6,87	2,76	—	—	—	0,57	3,54	1,65	—	
CO ₂	Нет	3,45	2,38	—	—	—	0,54	4,15	2,41	—	
Сорг.	0,27	3,22	0,97	—	—	—	0,43	1,93	1,06	—	
BaO	0,09	0,26	0,19	0,190	0,660	0,428	—	—	—	0,478	
Fe _{вал.}	8,94	30,94	18,96	19,914	75,997	47,152	12,55	36,66	22,80	35,531	
Fe ²⁺	Нет	0,67	0,29	Нет	1,789	0,741	Нет	0,50	—	Нет	
Fe ³⁺	8,67	30,52	18,27	19,273	75,347	46,411	12,55	36,58	22,72	35,531	
Mn _{вал.}	1,35	29,48	15,78	3,272	69,990	40,017	0,97	20,69	10,21	2,482	
Mn ²⁺	0,60	3,99	2,13	1,345	11,654	5,538	0,31	5,88	2,44	0,770	
Mn ⁴⁺	0,32	25,53	13,64	0,780	60,656	34,479	0,66	15,17	7,80	1,711	
P	0,24	3,00	1,20	0,569	7,293	3,150	0,25	1,54	0,72	0,701	

Главные компо

Малые компо										
Cr	12	28	17	6	20	10	12	36	23	4
V	34	90	68	40	180	120	32	134	98	20
Cu	3	20	9	2	30	10	1	65	17	2
Ni	5	106	35	20	240	80	3	150	47	20
Co	70	130	96	170	370	260	10	120	64	20
Zn	63	239	113	150	590	270	44	345	135	50
Pb	5	16	9	5	30	10	7	55	245	10
Mn/Fe	0,15	0,95	0,83	0,16	0,92	0,85	0,08	0,56	0,45	0,07

Примечания: 1 — по В. Р. Севастьянову, П. И. Волкову (1966); 2 — по Ф. Т. Manheim; 3 — по J. Mero (1965).

отражающей ослабление континентального стока: Гданьско-Клайпедский район Балтики — Атлантика — Тихий океан (см. таблицу), то обращает на себя внимание резкий рост отношения Mn/Fe, содержащий V, Cu, Ni, Co.

Ранее отмечалось (Варенцов, 1972), что в основу процессов формирования окисных Fe-Mn руд в современных бассейнах может быть положен реакционный механизм селективного, хемосорбционного с ав-
корок главных регионов Балтийского моря

залив		Центрально-Балтийский регион						Черное море (среднее) ¹	Атлантический океан (среднее) ²	Тихий океан (среднее) ³
на БТККВ		вес, %			в пересчете на БТККВ					
макс.	средн.	мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.			
ненты, вес. %										
1,389	0,990	11,09	61,52	35,33	—	—	—	—	—	—
—	—	0,26	0,87	0,52	0,55	2,86	1,41	—	—	—
—	—	0,37	11,42	5,45	—	—	—	—	—	—
—	—	11,94	36,49	23,37	—	—	—	—	—	—
—	—	Нет	1,30	0,32	—	—	—	—	—	—
0,718	0,644	0,51	2,20	1,61	0,19	2,01	1,20	—	—	—
2,158	1,125	0,59	1,80	1,20	0,51	6,11	2,16	—	—	—
—	—	0,08	10,02	2,65	—	—	—	—	—	—
—	—	0,51	35,46	10,89	—	—	—	—	—	—
4,622	2,484	0,81	1,48	1,13	1,95	5,59	3,26	—	—	—
6,528	3,486	1,14	3,36	2,24	2,04	14,83	6,62	—	—	—
—	—	3,00	8,84	5,74	—	—	—	—	—	—
—	—	2,70	10,54	5,84	—	—	—	—	—	—
—	—	0,52	4,23	2,09	—	—	—	—	—	—
—	—	Нет	2,75	1,07	—	—	—	—	—	—
—	—	0,07	1,02	0,47	—	—	—	—	—	—
0,860	0,669	0,03	0,35	0,14	0,03	0,78	0,47	—	—	—
88,503	61,533	7,77	25,86	16,62	21,15	82,54	58,23	26,27	15,50	14,00
1,306	0,240	Нет	1,01	0,25	Нет	8,74	1,50	—	—	—
88,307	61,292	8,35	25,52	16,34	21,15	80,50	56,72	—	—	—
55,445	28,443	0,38	44,27	10,80	1,48	67,87	24,36	6,90	13,55	24,20
16,638	6,786	0,06	7,76	2,06	0,13	17,30	5,80	—	—	—
40,660	21,658	0,32	22,41	6,59	1,34	51,15	18,57	—	—	—
3,452	1,943	0,23	1,85	0,91	0,53	7,36	3,56	—	—	—
ненты, л·10 ⁻⁴ %										
40	20	5	43	25	20	100	50	—	—	10
300	210	101	157	128	20	60	30	—	—	540
160	40	7	100	42	5	200	100	40	1600	5300
410	120	5	750	71	40	1700	700	280	3300	9900
360	170	60	160	100	200	600	300	60	2400	3500
980	190	66	204	132	200	700	400	—	—	470
170	60	10	34	16	20	100	40	—	1200	900
0,63	0,46	0,05	1,71	0,65	0,07	0,82	0,42	0,26	0,87	1,73

токаталитическим окислением взаимодействия активных поверхностей с компонент-содержащими растворами. В океанских бассейнах состоятельность такого механизма процесса формирования представляется не менее очевидной и доказательной, нежели в шельфовых водоемах. Различия же химического состава железо-марганцевых конкреций этих бассейнов могут быть объяснены, исходя из рассмотрения химизма взаимодействующих вод, концентраций аккумулируемых металлов, источников (в частности, эндогенных) компонентов, режима растворенного кислорода, pH, Eh, скоростей седиментации и других факторов. Особое значение имеют соотношения растворенных форм марганца, железа и некоторых переходных металлов во взаимодействующих растворах. Очевидно, что специфику таких соотношений — ассоциаций металлов контролируют, кроме указанных выше факторов, относительные скорости формирования окисных фаз конкреций.

Таким образом, при выраженной общности механизма процессов формирования иногда в шельфовых морях, абиссальных областях океана, различия химического состава железо-марганцевых конкреций, их рудных накоплений могут быть интерпретированы на основе рассмотрения данных, составляющих эти параметры.

ЛИТЕРАТУРА

Блажчишин А. И. Геологическое строение и донные осадки Балтийского моря. Автореф. канд. дис. Калининград, 1972.

Варенцов И. М. О главных аспектах формирования железо-марганцевых руд в современных бассейнах.— В кн.: Междунар. геол. конгресс. Докл. сов. геологов (Пробл. № 4). М., «Наука», 1972.

Горшкова Т. И. Марганец в донных отложениях северных морей.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., «Наука», 1967.

Горшкова Т. И. Грунтовые растворы Балтийского моря и Рижского залива.— В кн.: Химические ресурсы морей и океанов. М., «Наука», 1970.

Пронина Н. В., Варенцов И. М. О специфике поглощения никеля и кобальта из морской воды природными гидроокислами железа и марганца.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 210, № 4.

Пронина Н. В., Варенцов И. М., Спекторова Л. В., Спекторов К. С. Овсянникова М. И. Изучение поглощения никеля и кобальта (биогенные формы) из морской воды природными гидроокислами железа, марганца.— «Геохимия», 1973, № 6.

Севастьянов В. Р., Волков И. И. Химический состав железо-марганцевых конкреций Черного моря.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 3.

Шнюков Е. Ф., Рыбалко С. П., Ломаев Н. А., Собонович Э. В., Кутный В. А. Каламитское поле конкреций (материалы первого рейса НИС «Геохимик»). АН СССР, изд. Ин-та геохимии и физики минералов, 1973.

Bender M. L. Does upward diffusion supply the excess manganese in pelagic sediments.— "J. of Geochemical Research", 1971, v. 76, N 18.

Georgescu Iu. I., Lupan S. Contributions to the study of ferromanganese concretions from the Black Sea.— "Revue Roumaine de Geologie Geophysique et Geographie", Bucarest, 1971, t. 15, N 2.

Manheim F. T. Manganese-iron accumulations in the shallow marine environment.— In: Marine Geochemistry. Proceedings of a Symposium held at the University of Rhode Island, Oct., 29 — 30, 1964. Occasional Publication, 1965, N 3 (Kingstone, R-1).

Mero J. Mineral Resources of Sea. Amsterdam — London — New York, Elsevier Publ. Co., 1965.

Michard G. Dépôt de traces de manganese par oxidation.— "Comptes Rendus Acad. Sci", 1969, t. 269 (12 Novem. 1969), Ser. D.

Morgan J. J., Stumm W. The role of multivalent metal oxides in limnological transformations as exemplified by iron and manganese.— In: O. Jaag (Editor), "Advances in Water Pollution Research", Proceedings of the second International Conference held in Tokyo, August, 1964, v. I, A. New York, Pergamon Press Book, 1965.

Varentson I. M., Pronina N. V. On the study of mechanisms of iron — manganese ore formation in Recent basins: the experimental data on nickel and cobalt.— "Mineralium Deposita", 1973, v. 8.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОСФОРИТООБРАЗОВАНИЯ, ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ФОСФОРИТОВ

Фосфориты разнообразны по возрасту, характеру вмещающих пород, структурно-текстурным и другим особенностям. Несмотря на эти различия, для большей части фосфоритов морского происхождения устанавливаются следующие общие условия их образования.

1. Устойчивый тектонический режим, обуславливающий длительную, замедленную седиментацию в условиях очень слабых вертикальных подвижек с пульсационной сменой регрессивных условий фосфоритообразования и трансгрессивных фосфоритонакопления. Такой режим свойствен древним жестким платформам, к каковым приурочены наиболее распространенные и крупнейшие накопления фосфоритов (Африка, Русская платформа, Австралия и др.). Но и в тектонически более активных зонах фосфоритообразования происходило лишь в платформенную стадию их развития (Каратау — СССР, Скалистые горы — США).

2. Благоприятными климатическими условиями были преимущественно аридные и примыкающие к ним тепловодные зоны. Фосфоритообразование происходило и в гумидной зоне, но здесь оно было ослаблено и не приводило к концентрированным накоплениям.

3. Главная арена фосфоритообразования — шельфовое мелководье (глубина до 100—300 м) с ограниченным карбонатонакоплением в условиях пенепленизированной окружающей суши, исключая интенсивный снос терригенного материала и преимущественно глинисто-алевритовый его состав.

4. Важная седиментологическая особенность всех крупных фосфоритоносных бассейнов — длительность формирования фосфоритоносных серий (до первых десятков миллионов лет) и ограниченная их мощность (до нескольких десятков, редко первых сотен метров). Это обуславливало весьма длительное контактирование осадка с океанической водой и сорбирование фосфатом рассеянных элементов; их концентрации способствуют повышенные сорбционные свойства фосфато-кальциевых минералов, а также органического вещества фосфоритов.

Первичное морское фосфоритообразование обычно происходит на обширных площадях и создает крупные, широко простирающиеся фосфоритоносные толщи с огромными ресурсами. Однако концентрация фосфата в них невысокая и лишь иногда достигает 28—29% P_2O_5 , что оценивается как технологический минимум для переработки фосфоритов без предварительного обогащения. Подвергнутые природной химической или даже только механической переработке, бедные первичные фосфориты существенно *облагораживаются* — *обогащаются фосфатом, освобождаются от вредных примесей*. Такое механическое обогащение фосфоритов нередко происходит еще в стадию осадконакопления за счет волнового воздействия, энергичного перемива осадка с выносом пелитового глинисто-кремнистого материала, спружением фосфатных зерен, взламыванием уже отложившихся слоев и образованием конгло- и брекчиевидных фосфоритов. Таким образом, активные гидродинамические условия зоны фосфоритообразования, типичные для мелководного шельфа, — одна из важных предпосылок формирования богатых промышленных фосфоритов. Оно еще более усиливается при воздействии континентального выветрива-

ния на фосфоритоносные породы (Флорида, СРВ и многие другие). В исследовании осадочных образований одним из важных считается сравнительно-литологический метод, открывающий пути к познанию прошлого посредством изучения современных процессов. Перспективы его для изучения фосфоритообразования существенно расширились в последние годы быстрым накоплением данных по океаническим фосфоритам. Установлено весьма широкое, но спорадическое их распространение. Но современные или, точнее, верхнечетвертичные фосфориты пока известны лишь на шельфах Юго-Западной Африки и Чили — Перу. Все остальные океанские фосфориты по времени образования более древние — от раннечетвертичных до меловых. По размещению на различных структурных элементах выделяются океанские фосфориты на шельфах континентальных окраин и на подводных горах в открытом океане. Шельфовые фосфориты разделяются на современные (молодые) и древние. К первым относятся фосфориты на шельфе Юго-Западной Африки, развитые на глубинах 70—120 м в диатомовых илах, содержащих около 1% P_2O_5 . В них рассеяны фосфатные стяжения разной степени литификации — от мягких слабо фосфатизированных сгустков диатомового ила до более плотных фосфатных стяжений и твердых желваков, содержащих до 33% P_2O_5 . Сходны с ними и фосфориты на Перуанско-Чилийском шельфе, где на глубинах от 50 до 300 м в кремнистых илах, обогащенных органическим веществом и фосфором, рассеяны фосфоритовые конкреции разной степени уплотненности — от рыхлых до твердых; в последних содержится P_2O_5 до 35%. На обоих отмеченных шельфах фосфатоносные осадки развиты в зоне интенсивного апвеллинга; формирование конкреций происходит в стадию диагенеза. При последующем перемыве осадков они уплотняются и сгружаются. Древние шельфовые фосфориты известны у южной оконечности Африки и на банке Агульяс на глубинах 150—400 м в зоне выхода на дне фосфоритоносных пород палеогена. Здесь распространены переотложенные фосфориты, фосфатизированные фораминиферовые известняки, желваки кварцево-глауконитового песка, сцементированного фосфатом. Сходные фосфориты в аналогичных условиях встречены у северо-восточного побережья Африки, где они вымыты из фосфоритоносных отложений. Фосфоритовые зерна и конкреции, вымытые из верхнемиоценовых пород, широко распространены на шельфе у восточного побережья США от Флориды до Новой Шотландии, к востоку от Новой Зеландии, а также у Калифорнии, где в основном развиты древние фосфориты, но, по-видимому, имеются и современные. На подводных горах в открытом океане фосфориты распространены на плосковершинных гайотах Срединно-Тихоокеанских гор и в других участках Тихого океана. Они известны также у о. Рождества в Индийском океане, в Карибском море и в Атлантическом океане. Глубина их нахождения от 1000 до 2500—3500 м. Представлены они фосфатизированными известняками с фауной мелового возраста.

Наименее изучены, особенно в литогенетическом отношении, фосфориты древнего протерозойского и архейского возраста, большая часть которых подверглась региональному метаморфизму с преобразованием фосфатного вещества в яснокристаллический фторапатит. Слабая изученность этой группы преобразованных фосфоритов обусловлена сложностью литологического изучения осадочно-метаморфических образований вообще. Для фациального и палеогеографического анализа требуется «снять» метаморфизм и реконструировать отложения в их первичном виде. Кроме того, по представлениям многих исследователей фосфоритообразование в глубину дофанерозойской истории Земли затухает. Однако это предположение в последние годы все более опровергается расширяющимися находками крупных накоплений фосфатов в древних осадочно-метаморфических комплексах (СССР, Индия, КНР, Непал, Танзания и

др.). Это перспективные и слабо изученные объекты для поисков фосфатов, требующие, однако, разработки специфических, в своей основе литологических методов изучения.

В настоящее время на земном шаре фиксируется около 500 фосфоритовых месторождений. Генетически они делятся на осадочные и месторождения выветривания. Первые имеют главное значение. Среди них по структурно-текстурным признакам выделяются четыре типа: микрозернистые (оолитово-микрозернистые и афанитовые), зернистые, желваковые и ракушечные. Первые, подвергшиеся метаморфизму, образуют подтип метаморфизованных фосфоритов (апатитов).

Кроме классификации самих фосфоритов, важное средство изучения фосфоритоносных территорий — классификация последних. Предлагается следующее их подразделение в порядке от крупных к мелким: фосфоритоносная провинция, фосфоритоносный бассейн, далее район, месторождение и более мелкие элементы.

Фосфоритоносная провинция представляет собой большой участок земной коры в границах крупных тектонических областей с многочисленными месторождениями, близкими по возрасту и относительно однотипными. Выделяются шесть фосфоритоносных провинций, заключающих 97% мировых запасов фосфоритов: 1) Азиатская, где сосредоточены наиболее древние фосфориты — кембрия, венда, архейско-протерозойские; все фосфориты микрозернистые, многие из них метаморфизованные; 2) Австралийская — фосфориты кембрийского возраста, микрозернистые; 3) провинция Скалистых гор — фосфориты пермского возраста; 4) провинция Русской платформы — желваковые фосфориты границы юры и мела и верхнего мела; 5) Аравийско-Африканская, протягивающаяся вдоль западного и северного побережья Африки через Аравийский полуостров к Турции и среднеазиатским республикам СССР, — фосфориты зернистого типа по возрасту от верхнего мела до среднего эоцена; 6) провинция Восточно-Американской береговой равнины (Флорида, Южная и Северная Каролина) — фосфориты миоценовые, зернистые, часто перетолженные.

Даже из кратких характеристик фосфоритоносных провинций видно, что фосфатонакопления разного возраста не имеют «всесветного» распространения, а локализованы, хотя и на сравнительно крупных, но отчетливо обособленных территориях. Это опровергает широко распространенное представление о «мировых» эпохах фосфатонакопления и увязывается с развенчанием традиционных представлений о мировых трансгрессиях и регрессиях; подобно тому, как были отвергнуты всемирные фазы складчатости, не существует и так называемых мировых трансгрессий и регрессий, а историко-геологическое развитие на разных материках было различным — приход и уход моря определялся локальными блоковыми движениями земной коры. Этой закономерности подчинены также и процессы фосфоритообразования.

Основные геологические закономерности образования и размещения фосфоритов, определяющие критерии их прогноза и поисков, — литологические, геотектонические, палеоклиматические, палеогеографические, стратиграфические и минералого-геохимические.

Н. И. Юдин

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ФОСФОРИТОВ

Литологический состав и строение фосфоритоносных отложений — документ своеобразной физико-географической обстановки условий образования (Казаков, 1939). Рассмотрим основные литологи-

ческие закономерности размещения первичных фосфоритоносных комплексов.

Изучение литологии древних и более молодых эпох фосфатонакопления показывает, что фосфориты и вмещающие их породы представляют собой типичные морские образования. Так, геосинклинальные фосфориты залегают среди морских карбонатных, глинисто-карбонатных, глинисто-кремнисто-карбонатных, кремнисто-карбонатных отложений: Алтае-Саянский, Хубсугульский (Ильин, 1973), Каратауский фосфоритоносные бассейны в Азии, Фосфория в Северной Америке, Джорджина в Австралии (Арсеньев, Нечаева, 1974). Платформенные фосфориты развиты среди глауконитовых песчано-глинистых, песчано-карбонатных морских пород (Русская, Сибирская платформы). Фосфатоносные осадочно-метаморфические карбонатные образования также представляют собой первично-осадочные морские породы: Алданский щит, Юго-Западное Прибайкалье в Сибири, Лаокай в СРВ (Калмыков и др., 1962).

Фосфоритоносные отложения развиты на обширных площадях, прослеживаются на значительные (1000—1500 км) расстояния и содержат иногда огромные запасы фосфоритов (нижнекембрийские в Каратау, среднекембрийские в Австралии, пермские в Скалистых горах США, мел-палеогеновые в Северной Африке).

Это относительно мелководные осадки, о чем свидетельствуют широкое развитие рифогенных, брекчиевых и подводно-оползевых текстур пород, следы внутриформационных перемыслов, повышенное содержание органического вещества.

Анализ литологического состава фосфоритоносных отложений свидетельствует о том, что подавляющее большинство месторождений фосфоритов связано с карбонатными отложениями, т. е. накопление крупных концентраций фосфора происходило на фоне преимущественно карбонатной седиментации. Наиболее древние фосфатоносные породы, известные на территории СССР, связаны с первично-осадочным и терригенно-карбонатными и карбонатными комплексами верхнего архея — нижнего протерозоя (Юдин, Арсеньев, 1970). Все известные крупнейшие месторождения мира приурочены к карбонатным, кремнисто-карбонатным, терригенно-кремнисто-карбонатным, терригенно-карбонатным породам.

Примером разреза карбонатных фосфоритоносных отложений может служить разрез фосфоритной серии на Белкинском, Саржаковском и Ухагольском месторождениях в Алтае-Саянской складчатой области. К кремнисто-карбонатным относятся месторождения Каратауского бассейна в СССР. Хубсугульское в Монголии, Джорджина в Австралии, Фосфория в США (Бушинский, 1969). С терригенно-карбонатным разрезом (формация атласского типа, Шатский, 1955) связаны мел-палеогеновые месторождения Марокко, Туниса, Алжира, Египта и Средней Азии в СССР.

В терригенных, преимущественно глинистых разрезах многих фосфоритоносных районов фосфориты либо отсутствуют, либо наблюдаются в виде глинисто-фосфатных или карбонатно-фосфатных конкреций или линз, рассеянных в глинистой толще (мрасская свита Горной Шории, удерейская и погорюйская свиты Енисейского кряжа и др.). На месторождении Абу Тартур (западная пустыня Египта) терригенно-карбонатная фосфоритоносная формация с мощными пластами богатых фосфоритов согласно перекрывается глинистыми породами формации Дахла, где отмечаются маломощные прослои глин с мелкими рассеянными фосфоритными конкрециями.

В карбонатном типе отложений крупные залежи фосфоритов приурочены к перерывам в монотонном разрезе карбонатных пород. В кремнисто-карбонатном и терригенно-карбонатном типах разреза фосфоритные слои расположены у границ смены терригенных пород кремнисто-карбонатными или терригенно-карбонатными. В Каратау, на месторождении

Аксай, непосредственно подстилающие чулактаускую фосфоритоносную свиту отложения каройской серии представлены конгломератами, аркозовыми и кварцевыми песчаниками, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. На месторождении Абу Тартур в Египте фосфоритоносная формация подстилается песчано-глинистыми породами нубийской формации (Hermina, 1971).

Как известно, А. В. Казаков считал, что Са — непременная составная часть фосфоритов и вмещающих их пород, он подчеркивал, что «породы, не содержащие кальцита, обычно не содержат и фосфоритов» (Казаков, 1930, с. 63). В то же время он отрицал генетическую связь фосфора с доломитом, хотя и располагал фактическими данными об участии доломита в строении фосфоритов Каратау, Фосфории. Доломит в селеукских фосфоритах он считал вторичным. Однако более поздние исследования древних и молодых фосфоритов указывают на тесную парагенетическую связь фосфора с доломитом.

У некоторых исследователей (Гиммельфарб, 1965; Бушинский, 1966) сложилось ошибочное представление о том, что древние фосфоритоносные отложения исключительно или преимущественно приурочены к доломитам, а в пределах фосфоритоносных серий фосфориты генетически связаны с доломитами, а карбонатная примесь в них представлена только доломитом. Наблюдающийся же кальцит имеет вторичное происхождение и образовался в поверхностных условиях. Однако детальные исследования фосфоритов и вмещающих их пород показали (Михайлов и др., 1970; Юдин и др., 1973), что в карбонатном типе фосфоритоносных отложений фосфатные породы и фосфориты приурочены к частям разреза, характеризующимся смешанным известняково-доломитовым составом, а известняки широко развиты в разрезах кремнисто-карбонатных и терригенно-карбонатных типов разреза. Во всех изученных нами типах фосфоритов Сибири кроме доломитов в строении фосфорита участвует первичный кальцит. Присутствие его в фосфоритах глубоких горизонтов месторождения Чулактау отмечает А. Г. Трухачева. На территории Сибири известны фосфоритопроявления (кабырзинская свита в Горной Шории, улунтуйская свита в Западном Прибайкалье, чартыская свита на нагорье Сангилен), где фосфориты приурочены исключительно к известнякам, а в составе фосфоритов карбонат представлен кальцитом.

Ошибочна и другая точка зрения на то, что крупнейшие залежи более молодых (мел-палеогеновых) североафриканских и египетских фосфоритов с доломитами не связаны (Еганов, 1974).

Изучение автором вещественного состава верхнемеловых фосфоритов и вмещающих их пород на месторождении Абу Тартур в западной пустыне Египта и данные М. Х. Хермины (Hermina, 1971) свидетельствуют о широком развитии в разрезе фосфоритоносной формации доломитов в виде отдельных пластов, линз и цемента в фосфоритах. Глинисто-карбонатные породы, вмещающие фосфориты, содержат значительную примесь доломита. Содержание доломита в фосфоритах колеблется от 3 до 15, достигая иногда 27%. Значительная примесь доломита отмечается в районе прибрежной части Красного моря в Египте (месторождение Хомровейн и др). Широко развит доломит также в фосфоритоносных отложениях Марокко.

Следовательно, генетическая связь фосфора с доломитом присуща как древним, так и молодым эпохам фосфатонакопления.

Характерная особенность геосинклинальных, а иногда и платформенных фосфоритов — их парагенез с кремнистыми породами. Кремнистые породы — постоянная составная часть разрезов крупных фосфоритоносных бассейнов (пермский в США и кембрийский — Каратау в СССР, Хубсугульский в Монголии, Джорджина в Австралии), что дало основание Н. С. Шатскому (1955) выделить отдаленно кремнистый тип фосфоритоносных формаций.

Кремнезем рассматривается некоторыми исследователями как один из трех важнейших породообразующих минеральных компонентов фосфоритов, генетически самым тесным образом связанный с фосфатом (Шатский, 1955; Гиммельфарб, 1965; Бушинский, 1966). Однако кремнистые породы сами по себе не содержат фосфоритов. Лишь на контакте с карбонатными породами, в переходной толще они становятся фосфатными. При этом, как правило, первичные кремнистые фосфориты наиболее бедные (Каратау). Встречаются и вторичные кремнистые фосфориты, образовавшиеся в зоне гипергенеза за счет кремнисто-карбонатных фосфоритов и имеющие более высокое содержание P_2O_5 , чем первичные (Тамалыкское месторождение в Восточной Сибири). Известно также, что многие отложения, одновозрастные с фосфоритоносными, часто обогащенные кремнистыми образованиями, не содержат скоплений фосфатов (Еганов, 1974). Иными словами, кремнезем — не всегда обязательный компонент фосфоритов (Юдин, 1974), а кремнистые породы — непременная составная часть фосфоритоносных отложений (Саржаковское, Белкинское, Селеукское и другие месторождения в СССР). Фациальное замещение фосфоритоносных карбонатных и кремнисто-карбонатных отложений по разрезу и по площади ведет к исчезновению фосфоритов.

В кремнисто-карбонатном разрезе фосфоритоносных отложений можно выделить два основных типа развития кремнистых пород. Один характеризуется однородным литологическим составом, определенным стратиграфическим положением в разрезе и четкой обособленностью его от фосфоритоносных пластов. Например, в Каратау выдержанная толща кремней мощностью до 25 м залегает в основании фосфоритоносной серии. В Фосфории кремнистые породы мощностью 5—12 м находятся в основании серии (нижняя пачка), внутри нее (пачка межрудных кремней мощностью 40—50 мм), над нижней фосфоритной пачкой. На Хубсугульском месторождении кремнистые породы мощностью 40—50 м перекрывают фосфоритоносную пачку.

Другому типу свойствен линзовидно-вкрапленный характер развития кремней в разрезе фосфоритоносных отложений (Батеневский кряж в Сибири и др.). Первый случай определяет полную и глубокую степень химической дифференциации слагающих фосфоритоносную формацию хемогенных образований — фосфата, кремнезема и карбонатов. Второй — отсутствие такой дифференциации. По-видимому, это — одна из главных причин образования крупных залежей высококачественных фосфоритов в первом случае и небольших залежей бедных фосфоритов — во втором (Юдин, 1974).

Отличительная особенность платформенных фосфоритов — их тесная парагенетическая связь с глауконитовыми терригенными и терригенно-карбонатными породами: песками, алевролитами, глинами. Это присуще древним (ордовикские фосфориты Русской и Сибирской платформ) и молодым (юрские — меловые фосфориты Русской платформы, верхнемеловые фосфориты в Западной пустыне Египта), желваковым и ракушняковым (Русская и Сибирская платформы), а также зернистым (Западная пустыня Египта) типам фосфоритов. Здесь как и в случае с кремнями, при более полном и глубоком ходе химической дифференциации фосфата и глауконита образуются крупные и в разной степени обогащенные фосфором залежи фосфоритов.

В разрезе геосинклинальных фосфоритоносных отложений терригенно-кремнисто-карбонатного типа наблюдается парагенетическая ассоциация титаноносных и фосфатоносных сланцев или титансодержащих сланцевых горизонтов в разрезе карбонатных отложений, подстилающих или перекрывающих фосфоритоносные пачки (Тамалыкское месторождение и Сангиленское, Морского хребта и Талановское фосфоритопроявления в Сибири). По-видимому, титан поступал в бассейн осадконакопления вместе с терригенным (главным образом глинистым) материалом.

Фосфориты и вмещающие их породы содержат постоянную примесь свободного органического углерода, представленного графитом или углестым веществом. На некоторых месторождениях наблюдается повышенное содержание органического вещества (Фосфория — в США, Тамалыкское — в Сибири), достигающее иногда в фосфоритах более 30% (Сангиленское проявление на юге Сибири). Устанавливается определенная приуроченность наиболее высоких содержаний углерода к фосфоритам, залегающим в толщах со значительным количеством глинистых пород. В разрезах фосфоритоносных отложений карбонатного типа (Белкинское, Саржаковское в Сибири и др.) фосфориты характеризуются ничтожно низким содержанием углерода. По-видимому, повышенные содержания углерода в фосфоритах возникают не только за счет планктона (Страхов, 1960) и других органических остатков бассейна осадконакопления, но и в значительной мере связаны с поступлением органического вещества вместе с терригенной примесью с суши (Юдин, 1973).

Вулканогенно-осадочные фосфоритоносные образования по характеру парагенеза фосфоритов и вмещающих пород Н. Г. Бродская (1974) разделяет на три группы.

К первой группе относятся миоценовый комплекс Сахалина и верхнемеловой комплекс Кавказа, седиментационный материал которых представлен терригенными, вулканокластическими, хемогенными и биохемогенными компонентами. Роль терригенного материала в фосфатоносных породах незначительна, хотя в подстилающих и перекрывающих отложениях присутствуют песчаные и глинистые породы. Характерно развитие кремнистых пород — опок, диатомитов, туфодиатомитов, фтанитоподобных пород и фтанитов, связанных с вулканическим источником. Вулканогенные породы представлены базальтами, базальтовыми порфиритами, диабазами. Фосфориты в форме желваков и мелких линз или фосфатное вещество равномерно рассеяны в отдельных карбонатно-кремнистых прослоях.

Ко второй группе принадлежит комплекс ордовика Северного Казахстана с преимущественным развитием карбонатных, в основном биогенных пород при незначительном содержании кремнистого и терригенного материала с участием андезитовой и трахиандезитовой вулканокластики. Фосфориты приурочены к рифогенным фациям, флишоидные толщи несколько фосфатизированы, фосфориты представляют собой фосфатизированные известняки; в разрезах, обогащенных терригенным и вулканокластическим материалом, присутствуют конкреции фосфоритов.

К третьей группе относится нижнекембрийский вулканогенно-карбонатно-кремнистый комплекс Западного Саяна, Приохотья, Чу-Илийских гор, сложенный эффузивными, вулканогенно-обломочными, кремнистыми и карбонатными породами при незначительном развитии терригенных. Вулканогенные породы представлены базальтовыми порфиритами, часто мипдалекаменными, кремнистые — главным образом фтанитами и кремнистыми сланцами, реже кварцитами и яшмами, карбонатные — пелитоморфными, часто доломитизированными известняками, доломитами и биогенными разностями известняков; наблюдаются смешанные карбонатно-кремнистые породы. Фосфориты приурочены к переходным кремнисто-карбонатным зонам разрезов, а также к брекчиевым зонам на контакте эффузивных пород с кремнистым или к брекчированным горизонтам кварцитов. Залегают фосфориты в виде линз в брекчированных зонах, где фосфатное вещество присутствует в цементе и в обломках фосфоритов.

Для всех рассмотренных групп вулканогенно-осадочных фосфоритоносных образований наиболее продуктивной частью разреза считаются горизонты пород разного литологического состава, отражающего смену физико-химических условий осадконакопления. Общая характерная черта вулканогенно-осадочных фосфоритоносных формаций — сравнительно низкое качество связанных с ними фосфоритовых руд (Дальний Восток, Алтае-Саянская область, Казахстан).

Многообразие литогенетических типов фосфоритоносных отложений определяет большое разнообразие минеральных разновидностей фосфоритов, полностью отражающих минеральный состав вмещающих их пород (Юдин и др., 1973).

Основные породообразующие минералы фосфоритов в карбонатном и кремнисто-карбонатном типах фосфоритоносных отложений — фосфат, доломит, кальцит, кварц. При этом в фосфоритах, залегающих в толщах с преимущественным развитием доломита, всегда преобладает доломит над всеми другими нефосфатными минералами. Кремнезем (кварц, халцедон) в значительных количествах присутствует в фосфоритах, если кремнистые породы развиты внутри фосфоритной серии, или на контакте с фосфоритными слоями.

В терригенно-кремнисто-карбонатном разрезе фосфориты содержат значительную примесь глинистых минералов. Породообразующими минералами платформенных конкреционных фосфоритов являются обломочный кварц, глауконит, в меньшей мере — глинистый материал. Наиболее распространены глауконито-кварцевые и кварцево-глауконитовые фосфоритовые конкреции.

В зернистых фосфоритах, залегающих среди терригенно-карбонатных отложений, породообразующие минералы кроме фосфата — обломочный кварц, глинистые минералы (монтмориллонит, гидрослюда, каолинит), доломит, кальцит, гипс (месторождение Абу Тартур в Египте).

По петрографическим признакам выделяются массивные, линзовидно-слоистые, тонкослоистые, оолитовые, зернистые (микроконкреционные), конкреционные, брекчиевые, конгломератовые, брекчиевидные и конгломератовидные фосфориты.

Глубокое изучение литологического состава фосфоритов и вмещающих их пород позволяет установить важные закономерности их распространения в земной коре, дает ценный материал для выяснения условий образования фосфоритов. Данные о литологическом составе могут быть широко использованы при прогнозировании и поисках фосфоритов (Соколов, 1974).

ЛИТЕРАТУРА

- Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Среднекембрийские фосфориты Австралии.— «Экспресс-информация. Серия IV», М., изд. ОЦНТИ ВИЭМСа, 1974, вып. 2.
- Бродская Н. Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М., «Наука», 1974.
- Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М., «Наука», 1966.
- Бушинский Г. И. Формация Фосфория. М., «Наука», 1969.
- Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., «Недра», 1965.
- Еганов Э. А. Проблемы образования и размещения пластовых фосфоритов. М., «Наука», 1974.
- Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М., «Наука», 1973.
- Казаков А. В. Фосфатные фацисы. М., ГОНТИ, 1939.
- Калмыков А. Ф., Соколов А. С., Тушина А. М. Апатитовое месторождение Мау-Кок во Вьетнаме.— «Труды ГИГХС», 1962, вып. 7.
- Михайлов А. С., Смиляктын А. О., Светлицкий Н. П., Суховерхова М. В. Геолого-геохимические особенности главнейших фосфоритоносных формаций Алтае-Саянской складчатой области. М., «Недра», 1970.
- Соколов А. С. Литология в проблеме расширения ресурсов фосфатного сырья.— «Литология и полезные ископаемые», 1974, № 3.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1 и 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей (Совещание по осадочным породам). М., Изд-во АН СССР, 1955, вып. 2.
- Юдин Н. И., Арсеньев А. А. Фосфатность юга Восточной Сибири. М., «Наука», 1970.
- Юдин Н. И., Арсеньев А. А., Горбунова Л. И. Фосфоритоносные формации.— В кн.: Генетические типы осадочных рудоносных и угленосных формаций. М., «Наука», 1973.

Юдин Н. И. Основные геологические закономерности развития древних фосфоритовых отложений Сибири и поисковые критерии на фосфориты.— В кн.: Рудоносность осадочных пород. М., «Наука», 1973.

Юдин Н. И. К вопросу фосфоритообразования в свете учения Л. В. Пустовалова.— В кн.: Генезис и закономерности размещения фосфоритов. М., «Наука», 1974.

Hermina M. H. Preliminary evaluation of Maghribi—Liffya phosphorites, Abu Tartur Area, Western Desert Egypt.— In: Published by the Geological Survey of Egypt and Mining Authority. Cairo, 1971.

Б. М. Михайлов

ЭВОЛЮЦИЯ ГИПЕРГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Значение принципа актуализма для объяснения механизма гипергенного рудообразования резко убывает по мере перехода от изучения молодых к более древним отложениям. Существующие представления о палеогеографических обстановках древних эпох весьма противоречивы и в некоторых случаях, по-видимому, похожи на реальность не более, чем «ковер-самолет» на современный воздушный лайнер (Страхов, 1963; Литология..., 1973; Трубина, 1973; и др.). Попытки использования принципа актуализма для проведения различного рода палеогеографических и литолого-фациальных построений в докембрий, предпринятые за последние десятилетия, огравиваются разработкой общих схем палеогеографии, как правило, не объясняющих кардинальные вопросы закономерностей размещения гипергенных руд в объеме, необходимом для их научного прогнозирования.

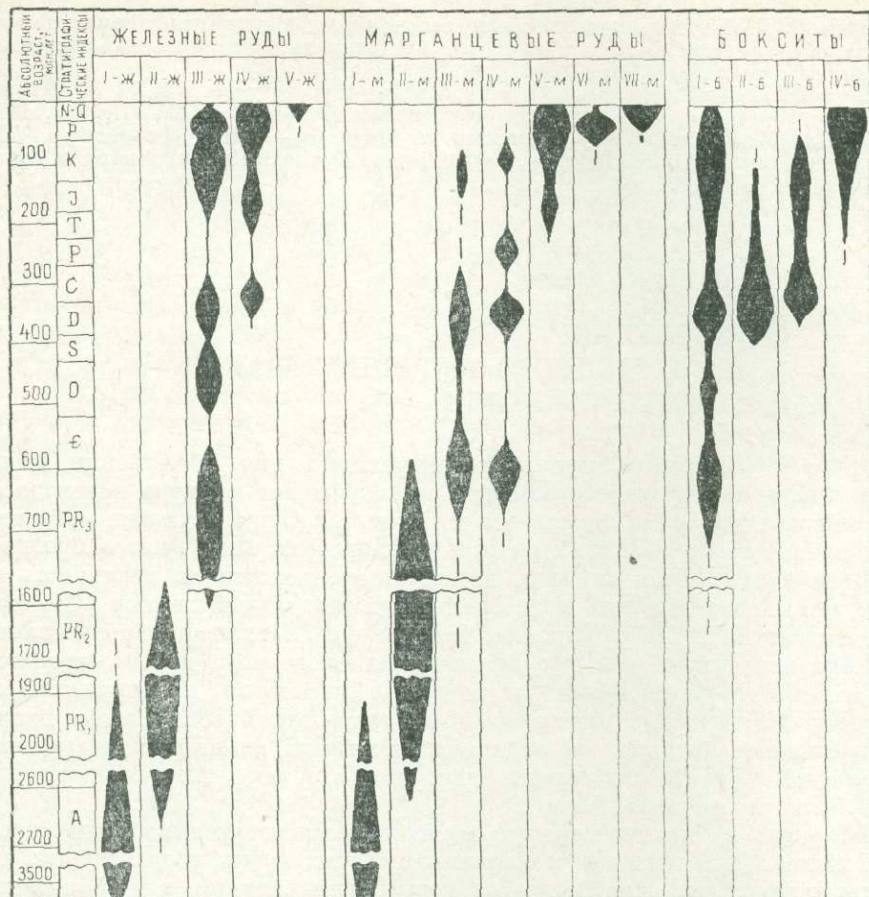
Несмотря на предполагаемую многими исследователями тождественность ландшафтов древних и современных эпох (реки, озера, болота, поверхности выравнивания, покрытые корой выветривания, и др.), а также температурного режима и водного баланса, состав и строение разновозрастных толщ оказываются существенно различными. При этом в истории Земли мы наблюдаем последовательную и закономерную смену гипергенных рудоносных формаций, также не объяснимую или трудно объяснимую с позиций актуализма.

ЖЕЛЕЗОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ

Эволюция прогресса накопления Fe в истории Земли проявилась чрезвычайно резко (см. рисунок). Для раннего, докембрийского, этапа развития Земли характерно накопление железозносных формаций ряда железистых кварцитов, заключающих основные запасы железных руд мира. Этот формационный ряд неоднороден и объединяет группу последовательно сменяющих одна другую существенно разнородных формаций.

Архейской эре присуще формирование преимущественно вулканогенно-кремнистых железозносных формаций, которые в раннем и среднем протерозое сменяются известковисто-сланцево-кремнистыми и итабиритовыми (доломито-кремнистыми) формациями, вмещающими мощные пласты железистых кварцитов (Формозова, 1917). Выдержанность рудных пластов, однообразная тонкослоистая структура формаций позволяют весьма обоснованно говорить об образовании этих толщ в обширных водных бассейнах со специфическими параметрами природных сред.

В позднем протерозое практически прекращается накопление формаций железистых кварцитов и на смену им приходят формации оолитовых руд, которые до мезозоя имеют преимущественно гематитовый со-



Эволюция рудообразования

Железоносные формации: I-Ж — глубоко метаморфизованные вулканогенно-кремнистые; II-Ж — известково-сланцево-кремнистые и итабиритовые; III-Ж — оолитовые; IV-Ж — латеритная; V-Ж — гематит-магнетитовых россыпей. Марганценосные формации: I-М — гонитовая с бедными силикатными рудами; II-М — гонитовая с браунитовыми рудами; III-М — карбонатные и карбонатно-кремнистые; IV-М — эффузивно-осадочные (эффузивно-кремнистые); V-М — известняково-песчано-глинистые; VI-М — латеритная; VII-М — железо-марганцевых конкреций. Бокситоносные формации: I-Б — карбонатные; II-Б — сублатеритные; III-Б — терригенные; IV-Б — латеритные.

став, а затем — гётит-гидрогётитовый либо шамозитовый с большей или меньшей примесью сидерита.

Чрезвычайно важно отметить тенденцию «выхода» железных руд из докембрийских океанов на прибрежные мелководья палеозойских морей, в мезозое — в лагуны и затем в кайнозое — непосредственно в континентальные долины (олигоценовые руды Приуралья, Северного Тургая) и в современные озера и болота (Карелия).

В середине мезозоя, в ранней юре, появляются первые промышленные месторождения железных руд принципиально новой — латеритной — железоносной формации, знаменующей собой начало широкого развития на континентах северного полушария процессов латеритообразования. Эти месторождения, приуроченные к верхним горизонтам кор выветривания на ультрабазитах, обычно содержат природно легированные кобальтом, никелем, иногда ванадием железные руды (Халилово на Южном Урале, Елизаветинское на Среднем Урале и др.). Максимального расцвета процессы латеритизации достигли позднее, главным образом в кайнозое, когда были сформированы крупные месторождения латеритных железных руд в некоторых странах современного тропического пояса Земли (место-

рождение Калум в Западной Африке, месторождения Новой Каледонии, Кубы и др.). К этой же молодой латеритной формации следует отнести и большинство разрабатываемых в тропической зоне Земли железорудных месторождений, промышленные руды которых являются продуктами гипергенеза железистых кварцитов в жарком тропическом климате. Сходный генезис, возможно, имеют и богатые мармитовые руды КМА и Кривого Рога.

На более позднем (современном) этапе развития Земли наблюдается еще один промышленный тип железозносных формаций — гематит-магнетитовые россыпи, формирующиеся вдоль морских и океанических побережий, сложенные магнетитсодержащими породами (магнетитовые россыпи Японии, Филиппин, побережья Азовского моря и др.).

МАРГАНЦЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ

Эволюция процесса марганцеобразования в значительной мере сходна с описанной для железных руд. Для докембрийского этапа также характерно накопление огромных количеств Mn. Правда, в отличие от Fe последний не образует здесь крупнейших промышленных месторождений, а в силикатной форме (спессартин, меньше родонит) входит в состав гондитов. Содержание Mn в этом типе пород обычно не превышает 10—20%. Гондитовая формация с бедными марганцево-силикатными рудами наиболее типична архейской толще. Последние лишь изредка включают в себе маломощные пласты и линзы богатых браунитовых руд (Моралёв, Перфильев, 1970).

Промышленные месторождения марганца с запасами в первые десятки миллионов тонн встречаются лишь в отложениях протерозоя, где они представлены пластами и линзами браунитовых руд, залегающих среди песчано-сланцевых в различной степени метаморфизированных пород.

Иной тип марганценосных формаций, характеризующийся широким участием в их строении карбонатных и кремнисто-карбонатных отложений, наблюдается в раннем кембрии (Биджанское месторождение в Малом Хингане, Дурновское — на Салаире, Усинское — в Кузнецком Алатау). Соответственно с изменением состава формаций меняется и тип руд: от силикатных к карбонатным, существенно родохрозитовым (Ходак, 1973; Рахманов, 1973).

Следующий этап марганцевого рудообразования — девонский. К его началу относится формирование многочисленных месторождений на западном борту Магнитогорского синклинария и в эвгеосинклинали Алтая, входящих в состав альбитофир-порфирит-яшмо-кремнистой марганценосной формации и содержащих преимущественно метаморфизированные силикатные руды с незначительной примесью родохрозита и браунита. Важная особенность этих формаций — обособленное переслаивание вулканогенных и марганцево-кремнистых отложений, что свидетельствует о накоплении Mn не в периоды активизации вулканизма, а, наоборот, при его резком затухании (Ходак, 1973₂). Вообще, непосредственная связь промышленного накопления Mn с вулканическим процессом проблематична, а иногда просто недоказуема. Это замечание особенно касается марганценосных формаций конечных стадий девонского марганценосного этапа и в первую очередь месторождений Центрального Казахстана (Жаильминская группа, месторождения Каражал, Ктай, Жайрем). Здесь широко распространена углисто-кремнисто-глинисто-карбонатная формация, включающая пласты окисных руд Mn и Fe. Характерная особенность месторождений этой формации — присутствие в ее составе железных руд и отчетливая приуроченность к окраинным зонам мульды, в общих чертах совпадающей с древним позднедевонским — раннекаменноугольным бассейном осадконакопления. В первом приближении для районов Жаиль-

минской мульды устанавливается смена фаций, прослеживающаяся от борта к ее внутренним частям: яшмы и окисные железные руды — железо-марганцевые окисные руды — карбонатные марганцевые руды (Калинин, 1967).

Отмеченная для позднего девона связь марганцевых руд с окраинными зонами бассейнов в дальнейшем проявляется еще отчетливее. Наиболее полно структура этой связи изучена на месторождениях следующего этапа промышленного марганцenaкопления — олигоценового. Именно к нему приурочено формирование крупнейших в мире промышленных месторождений Никопольской группы с запасами в миллиарды тонн. Эти и другие месторождения олигоценового этапа (Чиатуры, Лабинское на Кавказе, Мангышлакское в Западном Казахстане и др.) возникали в прибрежных зонах крупных бассейнов в условиях медленной спокойной трансгрессии моря на сушу, сложенную в значительной мере элювием пород, обогащенных Mn (габбро, амфиболиты и др.). По-видимому, Mn олигоценовых месторождений поступал из кор выветривания, хотя непосредственную генетическую связь в этом случае установить трудно.

Начало формирования промышленных месторождений Mn в корах выветривания в так называемой «наложенной» формации (Варенцов, 1962) так же, как и Fe, Co, Ni, относится к мезозою. Наиболее широко этот процесс наблюдался несколько позже, в третичное время, когда были сформированы богатые месторождения окисных руд марганца на гондитах Индии, Бразилии, Южной и Западной Африки.

Таким образом, в истории накопления Mn, как и Fe, отмечается постепенное перемещение промышленного рудообразования из областей с морским режимом на континенты.

Следует отметить появление на современном этапе развития Земли своеобразного типа накопления Mn на дне океанов, характеризующегося формированием обширных полей железо-марганцевых конкреций. Генезис этих руд пока не совсем ясен. Возможно, что это продукты гальмизолитиза, т. е. подводного выветривания, сопровождающегося частичной сорбцией Mn из океанических вод.

БОКСИТОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ

Наиболее древнее месторождение бокситов на земном шаре известно среди карбонатной существенно доломитовой формации позднего протерозоя в Восточном Саяне. Здесь высокремнистые бокситы гематит-диаспорового состава образуют крупные линзовидные прослои мощностью до 3—8 м среди железисто-аллитовых сланцев, приуроченных к частично закарстованной поверхности доломитов. Образование бокситов происходило, по-видимому, в прибрежной зоне морских водоемов.

Несмотря на многолетние исследования, ни бокситов, ни прямых признаков возможного их обнаружения в корах выветривания или в терригенных формациях докембрия и раннего палеозоя не обнаружено. Первой рудоносной эпохой с промышленными месторождениями бокситов, в течение которой существенно диаспоровые бокситы формировались исключительно в областях карбонатонакопления (восточный склон Северного Урала, Салаир, западный склон Южного Урала, Северный Пакистан и др.), является средний — поздний девон. Все перечисленные накопления бокситов образованы в периоды кратковременных регрессий моря в пределах островной суши либо на карстовых береговых плато.

Лишь во второй половине девона появляются первые месторождения бокситов, которые, хотя и приурочены к областям развития карбонатных пород, могут быть отнесены к иной — сублатеритной бокситоносной формации (Средний Тиман, Четлацкий Камень). Отличительная особенность последней — образование пластообразных тел обычно обломочных

очень пестрых по качеству бокситов, залегающих как на возвышенных участках, так и (чаще) на склонах и в центральных частях депрессий и сланцево-карбонатном субстрате. В бокситах иногда встречаются бёмитизированные обломки подстилающих пород (сланцев, эффузивов), что позволяет допускать их первичнолатеритную природу.

Первые промышленные бокситы, отчетливо сохранившие структуру материнских пород и залегающие в узких линейно-вытянутых зонах согласно их простиранию, известны только с раннего карбона (район КМА).

С начала карбона, точнее с визейского века, наиболее широкое распространение получили терригенные пестроцветные и углистые бокситоносные формации, развитые на обширных понижениях внутри континентов либо на прибрежно-морских равнинах. Терригенные формации приурочены к базальным горизонтам трансгрессивных серий и залегают на породах различного, в том числе и алюмосиликатного состава (Восточный склон Балтийского щита, Южный Тиман, Китай, Пенсильванский бассейн в Северной Америке и др.). Рудные залежи этих формаций обычно характеризуются преобладанием низкокачественных высококремнистых каолинит-бёмитовых бокситов, образующих крупные по площади, но маломощные линзы.

В мезозое существенно изменился характер бокситонакопления. С одной стороны, продолжалось формирование бокситовых месторождений в областях карбонатакопления, главным образом в альпийских геосинклиналях (Греция, Венгрия, Югославия и др.), с другой — появился, а в конце мезозоя широко распространился иной тип рудных залежей, приуроченных к карстовым и суффозионно-карстовым депрессиям на обширных закарстованных плато в глубине континентов (месторождения Западного Тургай, Центрального Казахстана, Чадобецкого поднятия в Восточной Сибири и др.).

К концу мезозоя относятся первые достоверные признаки формирования латеритных бокситоносных покровов (Украинский щит, Центральный Тургай, Наурузмское месторождение и др.), которые широко распространились в более поздние эпохи кайнозоя, а начиная с олигоцена стали основным типом промышленных месторождений бокситов. В связи с особенностями современной климатической зональности, по-видимому, унаследованной от палеогена, месторождения бокситов в латеритных покровах располагаются исключительно в тропическом поясе Земли.

При рассмотрении характера последовательной смены бокситоносных формаций выделяется удивительно согласованное с развитием органического мира перемещение областей бокситонакопления «из моря на сушу». В процессе этого перемещения видоизменялись процессы природного разделения Al и Si, возникали новые типы бокситоносных формаций, усложнялось строение рудных залежей и, в конечном счете, прогрессивно росли объемы накапливавшихся бокситов. Максимум бокситонакопления приходится на наиболее молодую — олигоцен-четвертичную эпоху, в отложениях которой заключено более 80% промышленных запасов бокситов мира (Михайлов, 1974).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Закономерности распределения рудоносных формаций в осадочной оболочке Земли позволяют в общем плане установить определенную последовательность в перемещении областей рудообразования из морских водоемов докембрия в прибрежные зоны палеозойских и мезозойских морей и далее на современные континенты. Формирование промышленных месторождений гипергенных полезных ископаемых в новейший этап развития Земли происходило и происходит главным образом

в корах выветривания (латеритных покровов) современной тропической зоны Земли.

С геохимической точки зрения процесс направленного смещения областей рудообразования может быть истолкован последовательным сокращением подвижности рудообразующих компонентов и, таким образом, приближением их промышленных концентраций к первичным источникам.

Причинами эволюции гипергенного рудообразования являются отчетливо фиксируемые в истории Земли изменения основных параметров состава атмосферы, тектонического режима, а также развитие органической жизни. Отмечая эти перманентные факторы, определяющие подвижность элементов в гипергенных средах, необходимо указать на некоторые необъяснимые кратковременные периоды крайне интенсивного рудообразования. В частности, пока нет удовлетворительного объяснения накоплению огромных количеств Mn (78% мировых запасов!) в течение очень кратковременного периода — начала олигоценовой трансгрессии. В обширной литературе, посвященной этому вопросу, нельзя найти реконструкций таких неповторимых в истории Земли обстановок, которые предопределяли бы возникновение марганцевых месторождений-гигантов. Другое загадочное явление — накопление огромных количеств бокситов в середине визейского века. За непродолжительный период — тульское и, возможно, алексинское время — возникли такие бокситоносные провинции мира, как Тихвин-Онежская и Тиманская. Реставрируемые палеогеографические обстановки этого времени не дают оснований допускать их неповторимость на других стратиграфических уровнях.

В настоящее время также не объясняются возникновение джеспилитов именно в позднем протерозое — их отсутствие в более молодых эпохах, приуроченность высококачественных палеозойских бокситов к карбонатным формациям только среднего девона и их отсутствие среди известняков и доломитов кембрия и многие другие. Мы предполагаем, что для объяснения подобных явлений, кроме изучения однонаправленной «закономерной» эволюции осадочного покрова Земли, следует проводить широкие исследования иных, приводящих факторов, в частности космических явлений, а также пульсационного развития органической жизни на Земле.

ЛИТЕРАТУРА

Варенцов И. М. О главнейших марганценосных формациях.— «Труды ГИН АН СССР», 1962, вып. 70.

Калинин В. В. Некоторые особенности строения и состава железных и марганцевых руд месторождения Каражал.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР, М., «Наука», 1967.

Литоология и осадочная геология докембрия. М., 1973.

Михайлов Б. М. Региональные и локальные закономерности размещения бокситовых месторождений. Л., «Недра», 1974.

Моралев В. М., Перфильев Ю. С. Типы метаморфизованных марганцевых месторождений Индии.— «Труды НИИ Зарубежгеология», 1970, вып. 21.

Разманов В. П. Марганцеворудные концентрации в кембрийских отложениях Салапра.— В кн.: Генетические типы месторождений осадочных полезных ископаемых. М., «Недра», 1973.

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

Трубина К. Н. Рудоносность и генетические особенности древнейшей коры выветривания.— В кн.: Генетические типы месторождений осадочных полезных ископаемых. М., «Недра», 1973.

Формозова Л. Н. Типы формаций докембрия, содержащих железные руды.— «Литоология и полезные ископаемые», 1971, № 5.

Ходак Ю. А. Вулканогенно-осадочный тип девонского марганцевого оруденения на Южном Урале.— В кн.: Полезные ископаемые в осадочных толщах. М., «Наука», 1973.

Ходак Ю. А. Биджанское железо-марганцевое месторождение Малого Хингана.— В кн.: Генетические типы месторождений осадочных полезных ископаемых. М., «Недра», 1973.

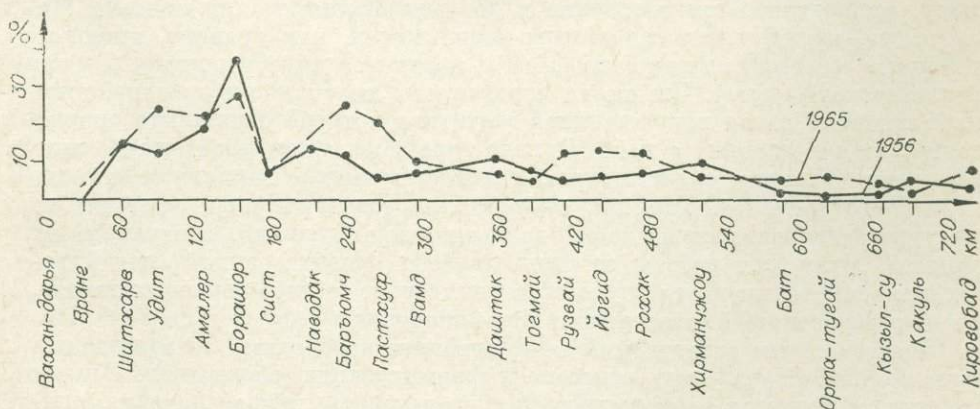
А. Б. Вистелиус

СРЕДА ЛИТОГЕНЕЗА
И ОСНОВНАЯ ЗАДАЧА МАТЕМАТИКИ
В СЕДИМЕНТОЛОГИИ

Седиментологические конгрессы в Великобритании (Рединг, Эдинбург) в 1967 г. и ФРГ (Гейдельберг) в 1971 г. показали органичность связи между успехом в решении проблем седиментологии и способностью этой науки нетривиально вводить в ее арсенал математические методы. Отмеченные конгрессы выявили очень неоднородную картину, а также известную обособленность все расширяющихся групп исследователей, опирающихся на математику, от лиц, работающих в традиционном плане. Такое положение, по мнению автора, возникло вследствие того, что до сих пор не была определена главная задача математики в седиментологии, не было показано, что дает решение этой задачи. Цель данного сообщения — определить главную задачу математики в седиментологии. При этом, конечно, не отрицается важность других математических подходов, которые иногда могут оказаться необходимыми и в высшей степени полезными, но не имеют такого общего значения, как задача, о которой будет идти речь.

СРЕДА СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
И ЕЕ СТРУКТУРНЫЕ ЕДИНИЦЫ

На рисунке приведены результаты повторных определений в одних и тех же пунктах в аллювии р. Пяндж содержания граната (в расчете на тяжелую фракцию). Отбор проб был произведен практи-



Повторные определения содержания граната в тяжелой фракции песчаных отложений в русле р. Пяндж.

По вертикальной оси — содержание граната в процентах от тяжелой фракции, по горизонтальной оси — расстояния от слияния рек Памира и Вахан-Дарья.

чески в одних и тех же пунктах в одно и то же время года, одним и тем же исследователем, т. е. в максимально фиксированных условиях, но обнаруженные содержания оказались различными. Если с этой точки зрения проанализировать любые данные седиментологических наблюдений, то окажется, что во всех случаях, когда данные носят специфический для седиментологии характер, повторные наблюдения в одних и тех же пунктах в строго фиксированных условиях могут и совпадать, и различаться. Иногда различия очень велики, иногда незначительны, а то и отсутствуют вовсе. Однако до повторного наблюдения нельзя сказать о том, совпадут его данные с предыдущим наблюдением или обнаружится различие. В начале седиментологических исследований состава тяжелых фракций высказывалось наивное предположение, что расхождения вызываются ошибками наблюдений. Более глубокий анализ показал, что это специфическое свойство седиментологических наблюдений, порождаемое особенностями организации среды, в которой протекают процессы, интересующие седиментологию. Организация среды, порождающей процессы, результаты которых не могут быть точно предсказаны, называется вероятностной или стохастической. В настоящее время кажется возможным утверждать, что стохастический характер организации среды — характернейшая черта всех обстановок, изучаемых седиментологией, и без учета специфики этой среды дальнейшее движение в седиментологии вызывает неоправданные трудности. Эти трудности возникают из-за того, что в своих исследованиях седиментологи привыкли работать с конкретными объектами, т. е. содержаниями минералов, химическими составами, окислительно-восстановительными потенциалами и т. п. Именно структурные единицы на первый взгляд составляют обстановки, исследуемые седиментологией. И именно на значениях, принимаемых этими структурными единицами, седиментология фиксирует свое исключительное внимание. При этом не ставится вопрос о том, что же представляется собой указанные наблюдения. Между тем структура обстановки целиком определяется наблюдаемой характеристикой. Если среда носит детерминированный характер, то нужно исследовать сами интересующие нас величины, если же — стохастический, то ее структурные элементы — случайные элементы (случайные события, случайные величины и случайные функции будем называть случайными элементами).

Отдельное конкретное значение, приобретаемое случайным элементом, не выявляет устойчивой картины и по нему не может строиться история явления. Для того, чтобы оперировать случайными элементами, выявляя историю формирования обстановок, а именно это — задача седиментологии, мы должны приписать случайным элементам некоторую меру, отражающую их поведение в истории формирования объекта. Такая мера, приписанная случайным элементам и, как правило, имеющая реальный, седиментологический смысл, носит название вероятности (или вероятностной меры). Это не та вероятность, которую интуитивно понимает геолог, а некая искусственная мера, для которой формально определены правила работы с ней. Однако эта мера, как показывает опыт, отражает «величину случайности», соответствующую данному значению случайного элемента. Так как случайность есть типичный признак, то отмеченная вероятностная мера дает описание явлений, адекватное их природе. Итак, для работы со стохастически организованной средой необходимо иметь значения случайных элементов, соответствующих задаче, и набор вероятностей, отвечающих этим значениям.

Во избежание затруднений в дальнейшем необходимо оговорить еще один момент. Случайность отнесена к формированию обстановки. Иными словами, в процессе ее формирования предсказать, какие значения примут случайные элементы, можно только с известными вероятностями. После того как ситуация фиксирована и начали проводиться измерения, никакой случайности уже нет. Полученный набор значений, принятых

случайными элементами, вполне конкретен и детерминирован. Однако насколько характерен этот набор значений и насколько он пригоден для заключений, можно узнать, только принимая природу процесса случайной. Например, если мы знаем содержания Zn в двух параллельных горных выработках в стратиформном месторождении, то эти данные, конечно, детерминированы, но если проинтерполировать содержания Zn между выработками, то такое предсказание требует учета стохастической природы явления. Последний абзац требует особенного внимания, так как непонимание особенностей реализаций случайных явлений служит частым источником недоразумений и приводит в поисковой геохимии к грубым ошибкам.

Какой же математический аппарат нужно привлекать для решения задач в указанной ситуации?

КОНЦЕПТУАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Итак, в результате исследования седиментолог получает набор измерений некоторого случайного элемента и набор наблюдений над значениями вероятностной меры, отвечающих этим значениям. В большинстве задач сам по себе процесс не наблюдался. Наблюдения произведены над результатами процесса, а целью исследования является реконструкция процесса. Такая задача носит название обратной и ее решение связано с определенными трудностями, которые возникают прежде всего из-за того, что значения вероятностной меры получены из наблюдений. Поэтому они не точные, а искаженные случайными причинами. Таким образом невозможно, проинтерполировав значения некоторой функции, получить картину, претендующую на истину. Таких интерполяций возможно бесконечное количество и, следовательно, возможно бесконечное количество решений. Седиментолог должен преодолеть указанную трудность и поставить задачу так, чтобы она носила прямой характер. Значит, не по реализации восстанавливается процесс, а по процессу реконструируется реализация. Это и есть прямая постановка задачи. Выигрыш заключается в том, что концепций процесса предложить много невозможно. Их заведомо меньше, чем способов интерполяции между точками наблюдений. Если же учесть, что концепция содержит огромное количество конкретных деталей, то на практике оказывается, что концепций, заслуживающих проверки, оказывается совсем мало. Выражая ее математическим путем в терминах, допускающих сравнение с наблюдениями, мы получаем возможность ввода альтернативы. Она решается либо браковкой концепции, не выдержавшей сравнения с наблюдениями, либо приемкой концепции, когда она не противоречит наблюдениям. Возникает вопрос, в чем же преимущество этого подхода перед обычным, ведь все геологи проверяли свои построения сравнением предсказаний с наблюдениями? В данном случае сравнение ведется на количественной основе. Если концепция выражена математически, то удастся определить вероятность, с которой можно пренебречь расхождениями между предсказанием и наблюдениями. Также можно сказать, когда концепция заведомо не удовлетворительна. Изложенная постановка вопроса допускает оптимальное решение задачи при работе с результатами процессов, порождаемых стохастически организованной средой. Математически выраженная седиментологическая концепция, учитывающая стохастическую природу явлений и базирующаяся на результатах седиментологических исследований, называется концептуальной стохастической моделью. Она концептуальна потому, что отражает концепцию седиментолога, и стохастическая, так как учитывает вероятностный характер явления. Называется она моделью, потому что построена на основных чертах явления и игнорирует мелкие детали. Построение концептуальных, стохастических моделей —

основная задача математики в седиментологии. Однако она не может быть построена математиком, так как требует глубокого знания процесса, определяющего изучаемую седиментологическую обстановку. Это глубокая творческая задача седиментологии, как и вообще геологических наук. Но и седиментолог не в силах ее решить, поскольку такая задача требует привлечения нетривиальной математики. Нужно давать точные математические формулировки, доказывать теоремы и леммы, заботиться о вычислительных алгоритмах и т. п. Таким образом, решение основной задачи математики в седиментологии требует специалистов нового профиля и разработки специальной ветви седиментологии. Последняя могла бы быть названа математической седиментологией и войти в группу наук, объединяемых математической геологией.

НАПРАВЛЕНИЯ РАЗРАБОТОК

Определяя структурные единицы обстановки седиментационных процессов, мы пользовались термином «случайный элемент». Под этим термином понимались случайные события, величины и функции. Расширяем теперь эти понятия, с тем чтобы оценить их относительную роль в седиментологических обстановках.

Пусть мы имеем тяжелую фракцию, образуем из нее дорожку под биноклем и извлекаем из этой дорожки одно зерно. Появление в этом извлечении (испытании) зерна циркона есть случайное событие появления зерна циркона. Представим теперь, что вся дорожка сложена зернами циркона и у каждого очередного зерна определяется значение коэффициента окатанности Вадела. Как известно, этот коэффициент задан на сегменте $[0, 1]$ и между крайними значениями принимает любую величину. Допустим, что в очередном измерении мы получили значение, равное 0,56, принятое случайной величиной. Представим, что мы с помощью микронда исследуем состав кристалла аутигенного пирита, продвигаясь по профилю вдоль одной из его граней и фиксируя при каждом смещении содержание Mn. Вся совокупность наблюдений над содержаниями Mn, привязанными к пунктам наблюдений, т. е. вся кривая, называется случайной функцией. Если берется последовательность случайных событий с координатами точек наблюдений, то говорят о случайной последовательности; если имеется серия повторных наблюдений над случайной величиной в фиксированных пунктах, то — о случайном процессе. Если интересующая характеристика относится к плоским или пространственным координатам, то принято говорить о случайном поле. Некоторые наблюдения над случайной величиной отнесенных к последовательным значениям параметра называют также временным рядом.

Опыт показывает, что кардинальные задачи седиментологии связаны с решением задач. Объекты их — случайные функции. Иными словами, необходима концентрация внимания на случайных процессах и полях. Это основные объекты, к которым сводятся задачи седиментологии. Точное определение объектов не так просто. Например, в течение десятков лет изучение пространственной ориентировки косых слоев рассматривалось как задача исследования распределения вероятностей случайной величины. В действительности это задача, оперирующая ее случайной функцией. Аналогично, гранулометрический состав обломочных пород всегда рассматривался как аналог распределения вероятностей случайной величины. Гораздо продуктивнее рассматривать тот же гранулометрический состав как случайную функцию веса частиц от неслучайного параметра — размера. Таких примеров можно привести много. Формулировки задач необходимо уточнять.

Итак, основное направление в работе должно быть обращено на изучение случайных процессов и полей. Трудности здесь достаточно вели-

ки. Как правило, в седиментологии мы имеем дело с одной реализацией и по ней должны восстановить процесс. Это не всегда возможно и во всяком случае не просто. При этом задача не сводится к одной математике. Требуется априорные седиментологические данные.

Одновременно с разработкой седиментологических проблем, повышающих конкретность представлений об анализируемом явлении, постоянно приходится сталкиваться с необходимостью развития самого математического аппарата. Только работа, дающая возможность не ограничиваться рамками существующего в самой математике, а развивающая математическую сторону задачи, оказывается продуктивной. Задачи седиментологии выдвигают новые математические задачи. Опыт в этом направлении еще сравнительно мал, но уже сейчас можно отметить ряд задач, которые пришлось разрабатывать для седиментологии заново. Это, в частности, — влияние на свойства случайных последовательностей (слоев в разрезе), объединения состояний или объединения реализаций по времени. В специфической седиментологической трактовке эти задачи недостаточно разработаны в математике и здесь достаточное поле деятельности для математика. Аналогично возникают задачи и статистического характера, связанные с реальностью оценок, получаемых при прямых расчетах в обратных задачах. Все это сложные, содержательные вопросы, требующие специальной разработки, без которой возможности развития седиментологии оказываются ограниченными.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для введения математических средств в седиментологию необходимо наличие математической постановки вопроса. Она определяется полученным опытным путем представлением о стохастическом характере среды, порождающей явления, интересующие седиментологию. Построение концептуальных стохастических моделей — основная задача математики в седиментологии, разрешимая только совместными усилиями седиментологов и математиков.

М. Я. Кац

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ МИНЕРАЛОВ; НОВЫЙ ПОДХОД К ИХ ИССЛЕДОВАНИЮ.

ВВЕДЕНИЕ

Информацию о вещественном составе образцов горных пород получают при исследовании породы или слагающих ее минералов, выделяемых из породы в виде «мономинеральных» образцов. Опираясь средними параметрами для них, исследователь предполагает, что разные зерна образца имеют идентичные свойства. Эта предпосылка оказалась не вполне правильной. В действительности с точки зрения физико-химических свойств мономинеральные образцы гетерогенны. Качественно это отмечалось и ранее при изучении нарушений однородности отдельных индивидов минерала. Этим вопросам посвящено много работ (Чухров, 1972; Звягин, Чухров, 1972). Однако до сих пор гетерогенность минералов, по существу, не исследовалась, так как не было необходимой техники эксперимента. Разработка ее позволила по-новому подойти к решению некоторых задач литологии и генетической минералогии.

Гетерогенность мономинеральных образцов может обуславливаться как различными нарушениями однородности, так и различной концентрацией идентичных нарушений однородности в отдельных зернах минерала. Наиболее полную информацию о гетерогенности мономинеральных образцов можно получать при исследовании физико-химическими методами не всего образца в целом, а независимо разных типов зерен, слагающих его. Развитие техники эксперимента к настоящему времени оказалось таким, что массовое выделение разных типов зерен из мономинеральных образцов (при размерах зерен $\geq 0,1$ мм) наиболее перспективно методами гравитационного градиентного поля (Кац, 1966, 1973). На градиентной трубке в узкой области $\leq 0,06$ г/см³ образец можно делить на фракции $\geq 0,005$ г/см³. Средняя плотность кварцевого песка определяется с точностью до 0,0005 г/см³. В колонке жидкости со ступенчатым изменением плотности в широкой области $\geq 0,06$ г/см³ образец можно делить на фракции от $\geq 0,005$ до $\geq 0,1$ г/см³ с точностью $\sim 0,001$ г/см³. Оба метода взаимно дополняют друг друга. Конструкция, калибровка и комплектность используемых реперов плотности определяются свойствами исследуемого минерала, выбранным методом анализа и поставленной задачей. Калибруются реперы до $\sim 10^{-4}$ г/см³.

АНАЛИЗ ГЕТЕРОГЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ

Гетерогенность мономинеральных образцов кварца исследовалась с точки зрения плотностных свойств зерен, включений в зернах и разрушаемости зерен. Для выделения разных типов зерен из мономинерального образца использовалась гравитационная градиентная трубка. При решении первых двух задач каждый из 100 исследованных образцов кварца кристаллических горных пород делился на 8—12 плотностных фракций. Для каждой из ~ 1000 полученных фракций определялись следующие параметры: пределы плотности; вероятность появления данного типа кварца; какие включения содержат зерна, а также два индекса (Кац, Симанович, 1974), рассчитанные полуколичественным методом (индекс, пропорциональный проценту объема включения относительно объема кварца в данной фракции; индекс, пропорциональный проценту объема включения относительно объема кварца всего образца). Все исследованные образцы оказались гетерогенными, а гистограммы для них — одномодальными. Из результатов экспериментов были рассчитаны усредненные гистограммы распределения зерен по плотности для образцов кварца четырех типов пород (см. таблицу). Анализ всех результатов экспериментов показывает, что при переходе по ряду метаморфические породы — древние гранитоиды — молодые гранитоиды — жильный кварц средняя плотность уменьшается от 2,6475 до 2,6383 г/см³, причем их доверительные границы с вероятностью 95% не перекрываются. Аналогичная картина наблюдается и для моды распределения, а также для ряда частот распределения или для процента зерен в определенных областях шкалы плотности. Например, при переходе по этому ряду пород в интервале 2,635—2,640 г/см³ частота увеличивается от ~ 4 до $\sim 32\%$, их доверительные границы не перекрываются; в области $< 2,640$ г/см³ процент кварца увеличивается от $\sim 4,4$ до ~ 56 ; доверительные границы каждого усредненного значения не перекрываются. Соответственно средняя плотность кварца, мода распределения, а также частоты в соответствующих интервалах плотности или процент зерен в определенной области плотности — это типоморфные особенности кварца разобранных типов пород.

Связь включений в зернах кварца с их плотностью анализировалась полуколичественным методом на той же коллекции образцов. Разобраны

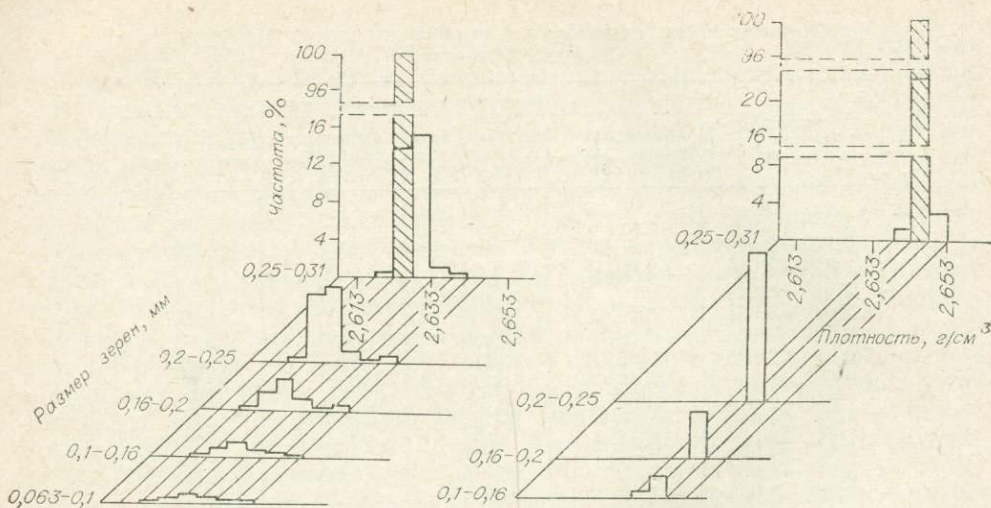
Усредненные частоты распределений по плотности зерен кварца кристаллических горных пород

Пределы плотности, г/см ³	Генетические типы кварца			
	Метаморфические породы (37 обр.)	Древние гранитоиды (28 обр.)	Молодые гранитоиды (12 обр.)	Жилы кварцевые (23 обр.)
2,600—2,605	—	—	—	0,001
2,605—2,610	—	—	—	0,004
2,610—2,615	0,002	0,001	0,001	0,004
2,615—2,620	0,02	0,01	0,01	0,25
2,620—2,625	0,04	0,01	0,06	1,42
2,625—2,630	0,08	0,06	0,59	5,88
2,630—2,635	0,36	0,73	3,42	16,71
2,635—2,640	3,85	8,29	20,80	32,37
2,640—2,645	23,07	31,76	43,34	30,53
2,645—2,650	53,66	47,69	28,83	12,20
2,650—2,655	12,28	7,64	1,65	0,66
2,655—2,660	3,45	2,05	0,68	0,21
2,660—2,665	1,78	0,90	0,32	0,10
2,665—2,670	0,85	0,41	0,16	0,05
2,670—2,675	0,41	0,22	0,08	0,05
2,675—2,680	0,13	0,13	0,05	0,01
2,680—2,685	0,03	0,07	0,02	—
2,685—2,690	—	0,04	—	—

включения минералообразующей среды (ВМС) и следующих минералов: биотит, апатит, циркон, рутил, сфен, эпидот, гранат, силлиманит и дистен, рудные минералы, роговая обманка и актинолит. Основные различия между образцами кварца из пород разного генезиса по составу включений выявляются в основном на крыльях гистограмм их распределения справа и слева от плотности оптически чистых зерен. При переходе по тому же ряду пород общее содержание ВМС увеличивается почти на порядок, а общее содержание включений более тяжелых минералов уменьшается более чем на порядок.

Выявленные типоморфные особенности кварца кристаллических горных пород могут оказать большую помощь в исследовании осадочных существенно кварцевых пород. Однако при этом нельзя не учитывать изменений физико-химических свойств первичного обломочного материала в процессе разрушения. Хорошо изучен процесс вызревания осадочной породы в целом, но до сих пор был почти неизвестен процесс вызревания непосредственно кварцевого песка. Как мы видели, с точки зрения включений мономинеральные образцы кварца кристаллических горных пород гетерогенны. Но зерна кварца с различными нарушениями однородности должны иметь существенно разную разрушаемость. Это приводит к вызреванию кварцевого песка в процессе разрушения.

Гетерогенность кварцевого песка с точки зрения разрушаемости зерен была проанализирована на «простейших» актах разрушения. Из размерной фракции 0,20—0,25 или 0,25—0,31 мм выделялись плотностные фракции. Каждая размерно-плотностная фракция подвергалась разрушению. После разрушения плотностной фракции 2,623—2,628 г/см³ как в исходной, так и во всех более мелких фракциях гистограмма распределения зерен по плотности сдвинулась к плотности оптически чистых зерен (см. рисунок). После разрушения фракции 2,643—2,648 г/см³, лежащей вблизи плотности оптически чистого кварца, зерен с другой плотностью не появилось. Аналогичные результаты получены во всех опытах по механическому и химическому разрушению. Из такого типа экспериментов следует: 1) при разрушении кварцевого песка гранулометрия и плотностные свойства изменяются синхронно; 2) при разрушении плотность зерен может приблизиться к плотности оптически чистых зерен; 3) скорость разрушения зерен увеличивается при уменьше-



Гистограммы распределения зерен по плотности до и после механического разрушения размерно-плотностных фракций природного кварцевого песка. Заштрихованный столбик — гистограмма образца до разрушения.

нии их плотности по сравнению с плотностью оптически чистых зерен; 4) при разрушении природного кварцевого песка процент зерен с плотностью вблизи плотности оптически чистых зерен увеличивается. В этом и состоит физическая сущность процесса вызревания кварцевого песка при разрушении. В принципе идентичные результаты получаются и при разрушении исходных зерен кварца с плотностью, большей, чем у оптически чистых зерен.

«Простейшие» акты малого разрушения образцов в узких размерно-плотностных пределах, видимо, позволят в дальнейшем в первом приближении моделировать процессы вызревания терригенного кварца.

Результаты экспериментов как с «простейшими» актами разрушения, так и с разрушениями исходных природных кварцевых песков (Кац, Симанович, 1974) целиком коррелируют с анализом вызревания кварцевого песка при разрушении в природных условиях на примерах песчаников торгонского яруса юго-западной окраины Русской платформы (Кац, Шутов, 1963), нижнемезовые отложения Южной Прибалтики (Кац, Каздан, 1967) и других регионов (Геращенко, Окнова, 1971; Анфимов, Силантьев, 1972; Конев, Чалов, 1972; см. также Blatt, Christie, 1963; Blatt, 1967). В указанных работах кроме общепринятых методов определения источников снова успешно использовались для этой цели также и плотностные свойства кварца.

Выявленные типоморфные особенности кварца кристаллических горных пород и закономерности вызревания кварцевого песка при разрушении составляют физические основы палеогеографических реконструкций по терригенному кварцу.

Переходя к результатам исследования гетерогенности глобулярного глауконита, отметим, что исследовались мономинеральные образцы в том смысле, что они состояли из глобуль глауконита, выделенных из данной породы. Как правило, именно на таких «мономинеральных» образцах до сих пор проводились исследования глауконитов. Однако установлено, что они гетерогенны. Для получения разных типов глобуль из породы использовались электромагнитный изодинамический сепаратор минералов и метод ступенчатого изменения плотности жидкости. Каждый образец характеризуется своей гистограммой распределения глобуль по плотности. Наибольшая гетерогенность — у современных глауконитов. По мере увеличения плотности глобуль наблюдается направленное структурное

изменение от монтмориллонита через серию смешанослойных структур до глауконита, практически не содержащего разбухающих слоев. Основной фактор, определяющий наличие в современных глауконитах глобуль разной плотности,— содержание монтмориллонита и смешанослойных структур. В третичных и меловых глауконитах наблюдается меньшая гетерогенность главным образом в связи с отсутствием самых легких фракций за счет исчезновения монтмориллонита и существенным уменьшением содержания разбухающих слоев смешанослойных структур. Анализ современных и меловых глауконитов однозначно показывает, что исходный материал их формирования — монтмориллонит. Процесс вхождения, накопления и закрепления катионов К, параллельное увеличение в октаэдрах катионов Fe^{3+} и уменьшение Al_{VI} составляет сущность типичного седиментационно-диагенетического процесса глауконитизации монтмориллонитов. Наименьшая гетерогенность обнаружена у мезозойских и верхнепалеозойских глауконитов.

Последующие стадии постседиментационного преобразования глауконита в эпигенезе при повышении температуры заключаются, с одной стороны, в его созревании, т. е. увеличении замещения Si на Al_{IV} в тетраэдрах по мере удревления глауконита. С другой стороны, в эпигенезе происходит перекристаллизация глауконита, в процессе которой в октаэдрах структуры идет частичное замещение Fe на Al. Всего исследовано более 50 образцов глауконита от современных до рифейских. Разобранная схема процесса глауконитообразования подтверждается литературными данными о химическом составе глауконитов (Shutov e. a., 1972).

Исследование гетерогенности глауконита оказалось перспективным и при оценке возможности определения К-Аг методом абсолютного возраста древних толщ. До сих пор считалось, что нарушение равновесия между дочерним и материнским изотопами, приводящее часто к заниженным значениям К-Аг возраста глауконита этих пород, обусловлено плохой сохранностью аргона в глауконите при перекристаллизации в эпигенезе. Показано, что привнос К в структуру глауконита рифейских пород много позднее его образования играет значительную роль в «омоложении» возраста глауконита. Абсолютный возраст глауконита древних толщ К-Аг методом следует определять не по мономинеральному образцу, как это принято до сих пор, а по тем типам глобуль из него, которые по некоторым причинам претерпели наименьшие вторичные изменения. Однако даже самые большие значения абсолютного возраста, получаемые по тяжелым глобулям, выделенным из мономинеральных образцов, являются нижним пределом истинного (Кац, 1968; Кац и др., 1974).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наступил новый этап в исследованиях вещественного состава образцов горных пород. До сих пор исследования стремятся вести по схеме порода — мономинеральные фракции, слагающие породу,— отдельные индивиды минерала. Показано, что более перспективны исследования по схеме порода — мономинеральные фракции, слагающие породу,— разные типы зерен, слагающие мономинеральную фракцию,— отдельные индивиды минерала. Разработаны приборы и техника эксперимента, необходимые для анализа гетерогенности минералов.

ЛИТЕРАТУРА

- Анфимов Л. В., Силаптьев Е. В. Типы франских песчаников Урала.— «Литология и полезные ископаемые», 1972, № 6.
Геращенко И. Л., Окнова Н. С. Опыт изучения типоморфных особенностей кварца в альбских отложениях Прикаспийской впадины.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 196, № 3.

Звягин Б. Б., Чухров Ф. В. Нарушение однородности слоистых структур минералов.— В кн.: Вопросы однородности и неоднородности минералов. М., «Наука», 1971.

Кац М. Я. Новые методы исследования минералов в гравитационном поле.— «Труды ГИН АН СССР», 1966, вып. 158.

Кац М. Я. Перспективы исследования минералов и пород новыми методами в гравитационном поле.— В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., «Наука», 1968.

Кац М. Я. Конус жидкости со ступенчатым изменением плотности.— «Приборы и техника эксперимента», 1973, № 1.

Кац М. Я., Каждан В. Е. Опыт использования плотности кварца для палеогеографических реконструкций (на примере меловых отложений Южной Прибалтики).— «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 2.

Кац М. Я., Симанович И. М. Кварц кристаллических горных пород.— «Труды ГИН АН СССР», 1974, вып. 259.

Кац М. Я., Шутов В. Д. Удельный вес обломочных зерен кварца и его использование в качестве корреляционного признака песчаных пород.— «Литология и полезные ископаемые», 1963, № 1.

Кац М. Я., Шутов В. Д., Дриц В. А., Шанин Л. Л., Аракелянц М. М. Факторы, определяющие «аномальное» значение абсолютного возраста глауконита.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 218, № 6.

Конов П. Н., Чалов Б. Я. Изучение обломочного кварца такатинской свиты Ковло-Вишерского края для палеогеографических реконструкций.— «Литология и полезные ископаемые», 1972, № 5.

Чухров Ф. В. Проблемы однородности и неоднородности минералов.— В кн.: Вопросы однородности и неоднородности минералов. М., «Наука», 1971.

Blatt H. Original characteristics of elastic quartz grains.— «J. Sediment. Petrol.», 1967, v. 37, N 2.

Blatt H., Christie I. M. Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks.— «J. Sediment. Petrol.», 1963, v. 33, N 3.

Shutov V. D., Katz M. Ya., Drits V. A., Sokolova A. L., Kazakov G. A. Crystalline-chemical heterogeneity of glauconite as depending on the conditions of its formation and postsedimentary changes.— In: Proceedings International Clay Conference. Madrid, 1972.

В. А. Гроссгейм

УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ ВО ФЛИШЕВЫХ БАСЕЙНАХ ПО ДАННЫМ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА

Условия осадконакопления во флишевых бассейнах весьма сложны и изменчивы как в пространстве, так и во времени. Уже визуальные оценки набора пород, составляющего флишевые ритмы (многослой), дают представление о существенной перестройке бассейна седиментации в течение времени формирования одного флишевого ритма. Труднее уловить в поле изменения условий осадконакопления, зависящие от рельефа дна и близости к береговым линиям. Для выявления влияния тектонического режима и географической обстановки требуется изучение многих разрезов флиша и их слагающих пород на большой площади, охватывающей весь бассейн или его значительную часть. Работ по палеогеографии флишевых бассейнов, основанных не на общих представлениях, а на результатах скрупулезного и целенаправленного изучения этих бассейнов, очень мало. Значительно чаще описывается изменение типов разрезов (переходы от грубого к нормальному флишу) (Леонов, 1972; Marschalko, 1964) и дается общее представление о палеогеографической обстановке формирования флиша в целом.

На самом же деле для понимания флиша очень важно выяснить, как изменяются условия осадконакопления в процессе формирования флишевых ритмов. Этому вопросу посвящено несколько работ, касающихся в основном кавказского флиша (Гроссгейм и др., 1960; Гроссгейм, 1962;

Гроссгейм, 1966). Было выяснено, что ведущая закономерность ритмичности флиша — гранулометрическая (Гроссгейм, Короткова, 1961). Что касается палеогеографических построений, то они были основаны на анализе изменения суммарных мощностей различных элементов ритма в послыю описанной синхронной пачке верхнетуронского флиша трех бассейнов. В меньшей степени при этом использовались аналитические данные. Однако для выявления деталей осадконакопления целесообразно рассмотреть условия осадконакопления не суммарно, а для очень узких стратиграфических интервалов, равных отдельным элементам ритма. Такой объект (ритм), который узнавался бы в синхронных разрезах, найти было не легко, но возможно. Мы остановились на ритме пенайской свиты кампанского флиша северо-западного Кавказа, который был назван для удобства Авророй. Он легко выделялся в свите благодаря своей повышенной мощности. Удалось изучить его в 37 пунктах, в пределах площади около 10 000 км². Это достаточно представительная цифра, так как разрезы Авроры были расположены и в бортовых, и в центральных частях флишевого прогиба. Результаты изучения текстур и мощностей Авроры в целом и отдельных элементов показали, что мощности одного ритма распределяются так же, как и всего кампана в целом, вырисовывая овалы прогибания частных прогибов. Донные течения, особенно в первый момент формирования ритма, имеют четкую ориентировку и направлены вдоль флишевого трога. Их определенность уменьшается на более поздних этапах формирования ритма (Гроссгейм, 1973).

Нами было отобрано несколько сот образцов для гранулометрического анализа. В каждой точке образцы отбирались по ритму в количестве 6—14 штук, что позволило охарактеризовать закономерности гранулометрии по вертикали и по площади. Образцы подверглись дробному ситовому гранулометрическому анализу, изучаясь параллельно в шлифах. Карбонаты удалялись при помощи 5%-ного раствора соляной кислоты. Судя по контрольным определениям в шлифах, гранулометрический состав нерастворимого остатка отражает состав всех пород в целом, состоящих частично из карбонатных зерен, растворяющихся в соляной кислоте.

Ниже приводятся результаты проведенного исследования. Результаты анализов (содержание размерных фракций и расчетные параметры) представлены в двух вариантах, исходя из веса фракций или количества зерен в них. Более четкие результаты дал весовой вариант, и все дальнейшее изложение ведется по весовым содержаниям.

Был подтвержден вывод, сделанный нами ранее (Гроссгейм, Короткова, 1961) о падении гранулометрического уровня осадков снизу вверх по разрезу ритма. Как правило, самые низы ритма Аврора сложены крупными зернами (1,6—2,0 мм). Довольно быстро содержание самых крупных размерных фракций уменьшается и большинство из них выпадает из состава, а содержание мелких и средних размерных фракций увеличивается. Содержание глинистой фракции и фракции 0,01—0,04 мм не всегда бывает минимальным в самых низах ритма. После быстрого выпадения фракций крупнее 0,315 мм надолго устанавливается довольно стабильный гранулометрический состав нерастворимого осадка. Изменения происходят очень медленно и незначительно. Постепенно и понемногу нарастает количество частиц размером меньше 0,08 мм, а более крупных — также понемногу уменьшается. На границе I и II элементов ритма, в тех случаях, когда II элемент представлен мергелем или глиной, иногда несколько увеличивается содержание фракций 0,063—0,16 мм, чтобы во втором элементе быстро исчезнуть. Быстро нарастает содержание глинистой фракции и фракции 0,01—0,04 мм. Этим не исчерпывается рассмотрение изменения гранулометрии по разрезу ритма. Дело в том, что кроме величин, характеризующих содержание отдельных размерных фракций (аналитическое рассмотрение гранулометрического состава), рассчитываются параметры, связывающие разнообразные сочетания вели-

чин содержания различных фракций в отвлеченные коэффициенты (синтетическое рассмотрение гранулометрического состава). Такое рассмотрение для флишевых ритмов делается впервые.

Общая тенденция к падению гранулометрического уровня осадков флишевого ритма от подошвы к кровле лучше всего отражается на кривой средневзвешенного арифметического размера зерен (\bar{X}) и кривых, отражающих суммарное содержание фракций крупнее 0,1 мм и появления крупных фракций (ПФ и ПНКФ). Наиболее резкие перегибы кривых отмечаются на границе Ia и Ib подэлементов ритма; в целом закономерность очень отчетлива (рис. 1).

Несколько сложнее выглядят кривые отсортированности осадка. О ней можно судить по коэффициентам отсортированности (σ), дисперсии (σ^2), вариации (v) и относительной энтропии (H_g), которые очень сходны между собой. В изученных ритмах наихудшая сортировка наблюдается в низах ритма. Затем она улучшается, сначала быстро, а затем медленнее. Ближе к кровле первого элемента ритма, после достижения максимума, сортировка незначительно ухудшается. Во втором элементе (пелит) она обычно хуже, чем в первом, вероятно, за счет того, что максимальная отсортированность уходит в область пелитовых фракций, так же как и в верхах первого элемента. Анализ кривой асимметрии (α) подтверждает это предположение. Асимметрия во флише обычно отрицательна (в области мелких фракций) и нарастает до момента перегиба рассмотренных выше кривых, а затем снова уменьшается. Эксцесс (τ) дает графически картину, являющуюся почти зеркальным отражением кривой асимметрии. И в этом случае положительный эксцесс нарастает до той части ритма, в которой зафиксирована максимальная отсортированность, а затем падает. Таким образом, максимальной отсортированности соответствует максимальный положительный эксцесс и максимальная отрицательная асимметрия, т. е. существует какой-то момент инверсии, приходящийся на верхнюю часть первых элементов ритмов. В целом можно сказать, что гранулометрические параметры группируются следующим образом: \bar{X} , ПФ и ПНКФ являются показателями гранулометрического уровня; σ , σ^2 , v и H_g характеризуют с разных сторон степень отсортиро-

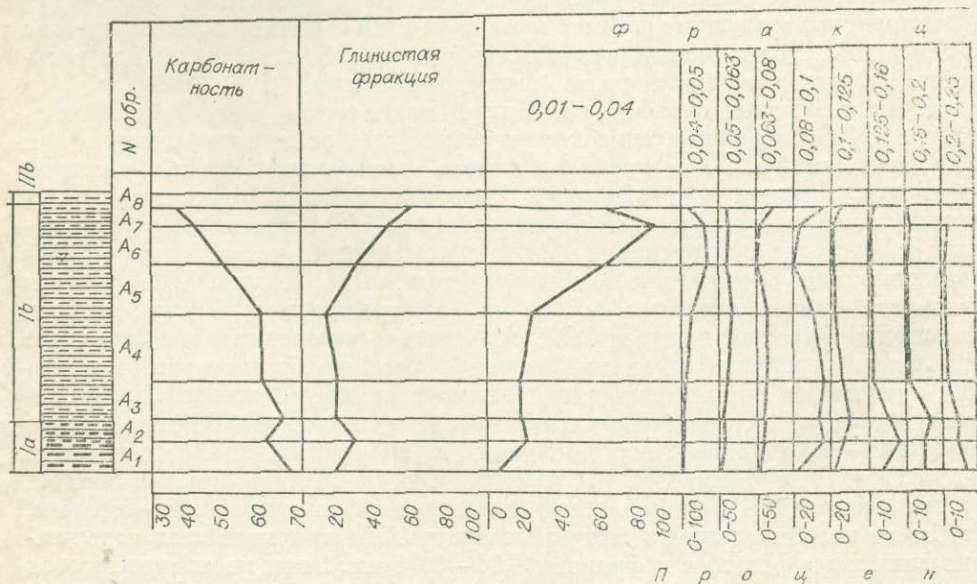


Рис. 1. Гранулометрическая характеристика

Ia, Iв; IIв — подэлементы ритма; ПФ — содержание песчаной фракции (по весу); ПНКФ при любом содер-

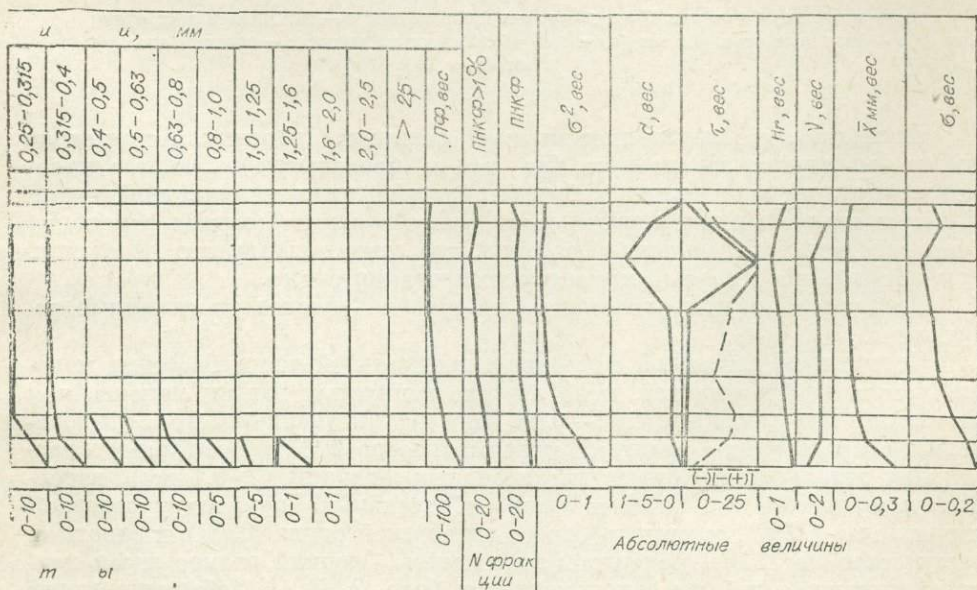
ванности песчано-алевритовой составляющей породы, а α и τ освещают характерные черты отсортированности. Сходимость кривых внутри выделенных групп очень высокая, а между группами — низкая.

Значит, гранулометрический состав, хотя и закономерно, но весьма существенно меняется по ритму, что отражает изменчивость условий осадконакопления за время формирования одного ритма. Однако такое положение предопределяет невозможность рассмотрения гранулометрического состава ритма в целом по площади, так как при этом неизбежно аналитические данные пришлось бы осреднять. Поэтому мы предпочли выбрать два узких интервала, два момента в становлении ритма, чтобы установить условия осадконакопления на разных стадиях формирования ритма. Нижний уровень — это подошва ритма (серия самых нижних образцов) и верхний — верхи первого элемента ритма, момент наибольшей стабилизации условий, предшествующий частичной инверсии хода развития, который устанавливается по перегибам кривых (см. рис. 1).

Рассмотрим сначала нижний уровень. Серия карт, составленная нами совместно с Ю. Н. Любиной, охватывает все гранулометрические параметры. Содержание глинистой фракции и фракции 0,01—0,04 мм увеличивается к середине частных прогибов и всего бассейна в целом. Суммарное содержание песчаных фракций (крупнее 0,1 мм) по мере приближения к северной и южной кордильерам увеличивается до 80% (в центре — 40%). Это же касается и средней величины зерен (в центральной части бассейна 0,05 мм, а у кордильер до 0,44 мм) (рис. 2, а). Кавказская суша не проявляла себя как источник сноса. Ту же картину отражает карта появления наиболее крупных фракций.

Следующая серия параметров характеризует отсортированность осадков. Стандарт колеблется от 0,1 до 0,2. Отсортированность ухудшается к южной кордильере и меньше к кавказской суши.

Кроме того, наблюдается ухудшение отсортированности с запада на восток и в этом смысле влияние кавказской суши ощутимое. Очень сходную картину дают результаты картирования σ^2 . При этом продольная зональность проявляется более четко, чем поперечная. Карта по коэффициенту вариации повторяет две предыдущие.



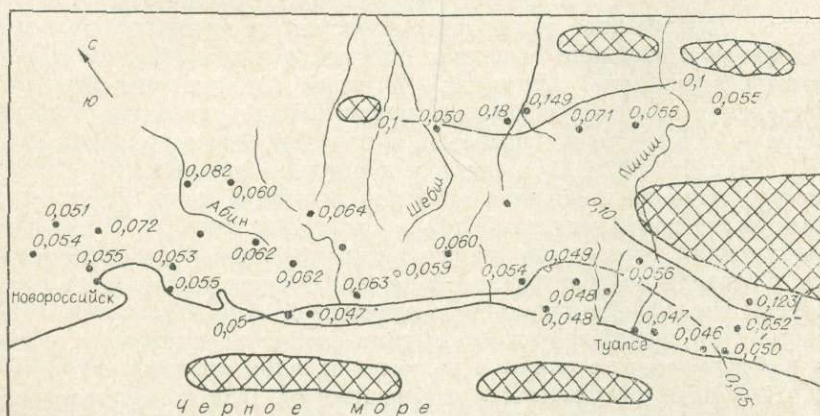
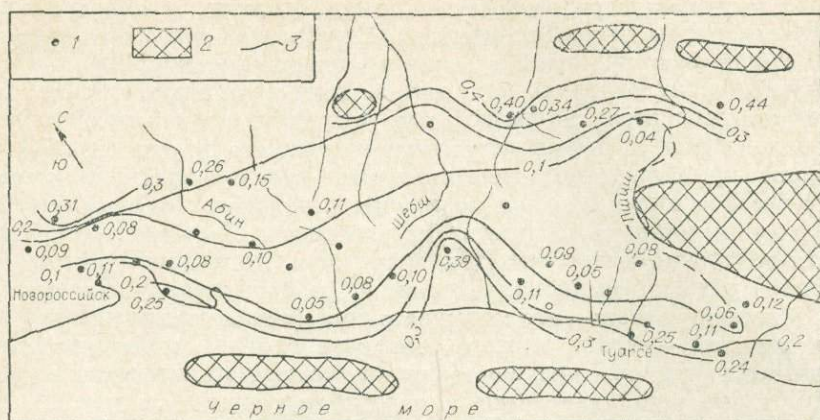


Рис. 2. Ритм Аврора.

а — подошва; б — верхи I эр. 1 — точки наблюдения; 2 — предполагаемая суша; 3 — изолинии через 0,1 мм (а) и 0,05 (б). Цифры на рисунке — средний диаметр зерен.

Последние две карты показывают сложную картину. Асимметрия имеет поперечную зональность (на юге и продольную). Экссесс имеет положительный знак ближе к бортам бассейна и в его западной части. В целом можно лишь констатировать существование быстрых изменений этих параметров по площади бассейна, что свидетельствует о неустойчивом рельефе дна в первый момент формирования ритма.

Для верхов первого элемента получились несколько отличные результаты.

Содержание глинистой фракции в центральной части бассейна меньше, чем в периферической, и на востоке глинистых частиц меньше, чем на западе. Роль фракции 0,01—0,04 мм в целом увеличивается, по сравнению с предыдущим уровнем (максимально до 90%). Преобладает продольная зональность. Содержание песчаных фракций (>0,1 мм), наоборот, уменьшается (<10%) и лишь в отдельных пунктах у северной кордильеры (72%), у южного берега кавказской суши (57%) и западной части бассейна (31%) содержание их растет. Средний размер зерен подчинен примерно той же закономерности (рис. 2, б). Колебания средних размеров очень незначительны (0,04—0,14 мм). Максимальные размеры

тяготеют к северной кордильере, а по направлению к южной размеры зерен продолжают уменьшаться. Роль последней, как источника сноса, резко снизилась. Точно такой же результат дает картирование наиболее крупных размерных фракций.

Поскольку мы убедились, что построения по параметрам σ , σ^2 и v мало отличаются друг от друга, то для уровня, отвечающего концу формирования первого элемента ритма (I эр) мы ограничились лишь картой по параметру σ (стандарт). Она получилась достаточно выразительной и отражает все ту же картину — отсортированность уменьшается при приближении к северной кордильере и к южному берегу кавказской суши и ухудшается на юг. И по этому построению можно предположить, что южная кордильера прекратила поставку терригенного материала. Диапазон величин дисперсии сократился (0,03—0,17), т. е. произошло выравнивание условий при общем улучшении сортировки.

Асимметрия во всех пунктах наблюдения оказалась отрицательной, т. е. и в этом случае наблюдаются признаки упорядочивания условий седиментации. Она увеличивается к бортам прогиба, в том числе и к южному. Вероятно, этот параметр очень чувствителен к изменениям режима осадконакопления. Симметричную картину дает и карта эксцесса. Наибольшие положительные его значения приходятся на южную полосу изученной части бассейна (до 42), что подтверждает данные по карте дисперсии о лучшей отсортированности материала на юге. Значения эксцесса уменьшаются к южному берегу кавказской суши и к северной кордильере. Появляются даже отрицательные значения, что говорит об ухудшении сортировки. Центральная часть бассейна характеризуется стабильными условиями.

Таким образом, в первый момент формирования ритма существовали условия осадконакопления, характеризующиеся максимальной динамикой среды седиментации, контрастностью условий (по-видимому, за счет тектонического рельефа) и максимальным количеством источников сноса. В дальнейшем динамика снижалась, условия седиментации сглаживались и к моменту наибольшей стабилизации режима бассейна (верхи I эр) южная кордильера переставала ощущаться как область размыва.

Изучаемые осадки принадлежат морскому бассейну с достаточно специфическими и периодически изменяющимися условиями осадконакопления за время формирования каждого ритма. Для уточнения деталей обстановок мы использовали генетические диаграммы Л. Б. Рухина, Пассега и Г. Ф. Рожкова.

На генетическую диаграмму Л. Б. Рухина все точки (вне зависимости от структуры и текстуры пород) легли очень кучно, заняв полосу, одним концом упирающуюся в поле недостоверности, а другим в соседнее, которое определяет донные осадки морских бассейнов. На диаграмме Пассега получились те же результаты. Точки (вне зависимости от текстуры исходной породы) занимают поля, отвечающие осадкам, возникающим в результате поступательных движений среды осадконакопления. Наконец, на генетической диаграмме Г. Ф. Рожкова точки легли также очень кучно, заняв нижнюю ветвь параболы. Это положение типично для донных морских осадков. Таким образом, генетические диаграммы согласно подтвердили представление о том, что I эр формировался в морском бассейне с достаточно высокой динамикой среды осадконакопления. Однако точность диаграмм не позволяет учитывать детали седиментации (текстуры).

В общем, наши исследования показали, что детальное изучение гранулометрического состава осадков флишевых бассейнов пролило новый свет на проблему генезиса флиша, значительно детализировав характер осадконакопления во флишевых бассейнах.

ЛИТЕРАТУРА

Гроссгейм В. А., Вассоевич П. Б. Опыт изучения литологической изменчивости флишевых отложений.— «Бюлл. МОИП, Отд. геол.», 1960, т. XXXV (6).

Гроссгейм В. А. Опыт изучения литологической изменчивости карбонатного флиша (на примере Северо-Западного Кавказа).— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1962, № 9.

Гроссгейм В. А. Литологическая изменчивость туронского флиша Горной Кахетии.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1966, № 7.

Гроссгейм В. А., Короткова К. Ф. К вопросу о строении флишевых ритмов (многослоев).— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1961, № 2.

Гроссгейм В. А. Текстуры флишевых ритмов (многослоев) пенайской свиты Северо-Западного Кавказа.— В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., «Наука», 1973.

Леонов М. Г. Флип — образование подводного склона.— «Литология и полезные ископаемые», 1972, № 2.

Marschalko R. Sedimentary structures and paleocurrents in the marginal Lithofacies of the centralcarpathian Flisch.— In: Developments in sedimentology. V. 3. Amsterdam, 1964.

ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ НА IX МЕЖДУНАРОДНОМ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОМ КОНГРЕССЕ

С 6 по 12 июля 1975 г. в Ницце (Франция), во дворце «Меддитерап», проходили заседания IX Международного седиментологического конгресса. В его работе приняли участие почти 1000 специалистов разных стран — Франции, СССР, США, Англии, Италии, Японии, Индии, Канады и др. Большую организационную работу при подготовке конгресса провел Университет Ниццы; президент конгресса проф. И. Гублер и ее заместитель проф. Ф. Манжин (Франция) сделали все для того, чтобы в трудной обстановке инфляции франка разместить в гостиницах города участников, обеспечить их программами заседаний и экскурсий, картами местности, тезисами докладов, билетами на поезда и самолеты.

Ведущих проблем в программе конгресса не было; десять весьма условно выделенных тем охватывали все разнообразие вопросов, рассмотренных докладчиками.

В составе советской делегации в работе конгресса приняли участие А. М. Акрамходжаев, А. И. Анатольева, Р. А. Аракелян, П. Л. Безруков, И. М. Варенцов, М. А. Жарков, Ю. П. Казанский, В. И. Копорули, М. В. Корж, Н. А. Крылов, М. А. Сатпан, П. П. Тимофеев (глава делегации), Ч. М. Халифа-заде, И. В. Хворова, В. Н. Холодов, А. Л. Яншин, Ф. Т. Яншина.

По теме I — «Седиментологические индикаторы палеоклиматов, палеоширот, глубин осадконакопления и тектоническая основа для палеорекоonstrуций в связи с глобальной тектоникой» — было заслушано 49 докладов. Часть докладов в основном построена на анализе материала, полученного при бурении глубоких скважин в океанах и морях. Используя литологические наблюдения, авторы пытались воссоздать палеогеографию отдельных участков дна Мирового океана с учетом возможных горизонтальных перемещений континентов относительно друг друга. Одновременно эти построения позволили по-новому осветить генезис некоторых осадочных пород, таких, как кремни, диатомиты, черные сланцы, турбидиты.

Остальные сообщения включали главным образом палеогеографические аспекты генезиса различных осадочных пород, слагающих континентальный блок. В них рассматривались палеогеографические условия образования красноцветных формаций, доломитов, соленосных толщ, известняков, тиллитов, кремнистых пород. Следует отметить доклад G. Einsele, I. Wiedman (ФРГ), в котором на примере верхнемеловых отложений Марокко сделана очень интересная попытка суммировать палеонтологические, геохимические и седиментологические признаки абвеллинга в древних осадочных отложениях.

По теме II — «Геохимические аспекты континентальной седиментации» — было сделано 32 доклада. Многие из них посвящены исследованию условий образования парагенетических ассоциаций эвапоритовых минералов в соляных континентальных озерах.

Некоторые исследователи в своих выступлениях рассказали о происхождении доломита и связанных с ним карбонатных минералов в континентальных отложениях различных районов мира. Особый интерес вызвал доклад G. Müller, U. Förstner. Им удалось показать, что современные доломиты возникают в озерах, пещерах, почвах и вадозных зонах эолаптитов. Значение бактерий и водорослей в образовании карбонатных осадков охарактеризовали в своих сообщениях А. М. Bodergat, J. M. Triat, G. Truc (Франция), M. Don Simoni, D. Giot, J. Lang (Франция), а также E. Gavish (Израиль). Несколько докладов этой темы содержали статистический анализ распределения малых элементов в континентальных отложениях Европы и Америки.

Тема III — «Прогресс в седиментологических методах и технике» — была представлена 20 докладами. Наибольшее количество сообщений было посвящено применению математических методов при минерало-гранулометрических исследованиях различных осадочных образований.

Значению стохастических процессов в литогенезе и методам их исследования посвятил свой доклад А. Б. Вистелиус (СССР); принципы построения математических моделей при изучении разных процессов литогенеза охарактеризовал P. Skala (ФРГ). Выступавшие коснулись применения люминесцентного анализа, сканирующего микроскопа, разнообразных геофизических методов при решении частных литологических задач.

По теме IV — «Тектоника и седиментация» — было сделано 50 докладов. Общие вопросы тектонического районирования земной коры, выделение геоструктур первого

порядка и связанная с ними специфика осадкообразования рассмотрены в докладах R. W. Fairbridge (США), A. Lombard (Швейцария), C. S. Wang (Тайвань). Специальные заседания были посвящены разнообразным результатам горизонтальных тектонических движений, таким, как меланжи, олистостромы, макробрекнии и др.

Большой интерес присутствующих вызвали вопросы непосредственного влияния растущих тектонических структур на процессы морского и континентального осадконакопления. Связь конседиментационной складчатости с перерывами в осадконакоплении, а также с подводными размытиями, оползнями и разнообразными деформациями осадочных тектур была проанализирована на конкретных примерах в работах P. Cotillon (Франция), P. Cros (Франция), Г. Н. Доленко (СССР), R. Du Dresnay (Марокко), а также P. Gigot, Y. Gubler, D. Haccard (Франция).

Многие новые данные обсуждалось в докладах, посвященных флишу, молассам, генетическим типам глубоководных отложений (турбидиты, контуриты и др.). В сообщениях A. Coadou, V. Beaudoin (Франция), L. R. Contescu (США), R. Hesse (Канада), Z. Kukal (ЧССР), H. Okada, T. Matsumoto (Япония), O. C. Вялова (СССР) показаны важнейшие особенности этих типов осадков и большая роль придонных течений в размытье слабо литифицированного исходного материала, определяющих формирование турбидитов.

По теме V — «Осадконакопление на платформах» — было заслушано 74 доклада. Очень подробно рассмотрены история осадконакопления в отдельные отрезки геологического времени, пространственное распределение разнообразных фаций и обстановки осадкообразования, типичные для палеоводоёмов платформ.

Различные тектурные признаки турбидитов, контуритов и дебригов, а также целые седиментационные бассейны, выполненные древними турбидитовыми отложениями в краевых частях платформ, описали в своих сообщениях A. H. Bouma (США), C. H. Nelson, E. Mutti, R. Ricci Lucchi (США, Италия), F. Ricci Lucchi (Италия), M. Sturm (Швейцария). Дельтовым отложениям и осадкам эстуариев на платформах посвящены доклады J. Cobe (Англия), J. Delfaud (Франция), P. Dolle (Франция), D. Lefebvre (Франция). Образование вулканогенно-осадочных отложений, красноцветов, карбонатных и кремнистых толщ в геосинклиналях рассмотрено в докладе И. В. Хворовой (СССР).

В двух сообщениях R. Bourrouilh (Франция), а также J. Gucwa, W. Slaczka (ПНР) и N. A. Rupke (Англия) были охарактеризованы флишоподные отложения, ритмиты и подгорноверные образования, обычно связанные с орогенным этапом развития геосинклиналей.

Особое место заняли сообщения R. Kidd (Англия), A. D. Miall (Канада), С. Г. Саркисяна, М. В. Коржа, Н. А. Крылова и А. К. Мальцевой (СССР), а также O. E. Weser (США). В них рассматривалась история осадкообразования и литолого-фациальные особенности субсинхронных отложений океанов или таких огромных седиментационных бассейнов, которые по площади охватывали несколько смежных геоструктур первого порядка.

Тема VI — «Механизм осадконакопления и оценка осадочных процессов» — была представлена на конгрессе 40 докладами. Вопросы, связанные с эрозией морских берегов, с формированием дюн и баров и их перемещениями, разбирались в докладах P. F. Friend (Англия), L. Carobene, A. Brambati (Италия) и Th. B. Roep, D. J. Beets, G. H. Ruegg (Голландия). Роль приливно-отливных течений, деятельности волн, петрографического состава берегов, ветра и других факторов в формировании литоральных осадков была определена в сообщениях J. P. Tastet (Франция), M. Thibault, J. P. Brausseau (Франция), D. Nummedal (США), H. D. Palmer, D. G. Wilson (США), A. Lambert (Швейцария), D. Hamilton, J. H. Sommerville, E. C. Griffit (Англия).

Формирование осадков на шельфах современных морей и океанов, влияние волнений, штормов и бурь на распределение градулометрических их типов рассматривалось во многих докладах, но особое внимание седиментологов на этот раз привлекли процессы осадкообразования на подводных дельтах рек, идущие в эстуариях и подводных каньонах шельфа.

Динамическая модель современной биогенной пелагической седиментации в океанах обсуждалась в сообщении J. B. Southam (США). Следует отметить, что в докладах S. Denekamp, V. Rohrlrich (Израиль) и R. V. Tilman, H. E. Reineck (США, ФРГ) сделаны попытки использовать градулометрический состав отдельных фракций или различные статистические коэффициенты для диагностики терригенных осадков, возникших в разных фациальных обстановках. Близки к ним по замыслу эксперименты, в которых S. Sengupta (Индия) пытался в лабораторных условиях получить совокупность обломочных частиц, характеризующихся логнормальным распределением диаметров. Механизм образования подводных оползней и суспензионных потоков разбирали в своих докладах H. A. Karg (США), а также V. Beaudoin, D. Doeuiff (Франция).

По теме VII — «Прогресс в познании диагенеза» — заслушано 39 докладов. Большинство из них (29) были посвящены характеристике процессов постседиментационных преобразований карбонатных пород.

По теме VIII — «Современные осадки больших глубин» — было дано 15 докладов. Большой интерес вызвало сообщение M. Melgou, H. Bolly, W. B. F. Ryan, J. B. Foresman, W. E. Hottman, H. Kagami, J. F. Longoria, B. K. McKnight, J. Nathland, F. Proto Decima, W. G. Siesser (Франция, Швейцария, США, Япония, Мексика, Ита-

лия, ЮАР), в котором на основании изучения почти непрерывных разрезов осадочной толщи мощностью более 2000 м в скважинах рейса 40 «Гломар Челленджера» на континентальном склоне Юго-Западной Африки была показана эволюция процессов литогенеза Юго-Восточной Атлантики — от стадии почти замкнутого водоема с ограниченной циркуляцией и восстановительной обстановкой в вилу (ранний мел) вплоть до стадии нормального океанического бассейна с гемипелагическими и пелагическими илами (вторая половина мела — кайнозой). Эти материалы существенно дополняют представления о раздвижении Атлантического океана и проникновении на север глубоких антарктических вод, что не могло не повлиять на уровень карбонатной компенсации.

С большим вниманием был также заслушан доклад П. Л. Безрукова (СССР), который рассказал о проведенных советскими океанологами комплексных исследованиях геологических полигонов, расположенных в пределах Тихого и Индийского океанов. В результате этих работ удалось на огромных площадях проследить четвертичные и современные слои океанских осадков, установить их фациальную зональность в пелагических областях и изучить условия образования железомарганцевых конкреций, устилающих дно океана на больших глубинах. В докладе U. Rad, H. Rosch (ФРГ) подробно освещены (по материалам глубоководного бурения в рейсе 14 «Гломар Челленджера») стадии формирования кремней в Северной Атлантике и показано изменение их минерального состава в диагенезе от опала до кварца. E. Vincent (США) подробно описал литологию и микрофауну карбонатных пелагических осадков неогена в кернах скважин рейса 32 «Гломар Челленджера» в Тихом океане и показал изменения условий седиментации в это время.

Большая группа ученых с участием П. Hamley (Франция), L. Diester-Hass (ФРГ), M. Melguen (США), J. Thiede, Corvallis и др. (США, Швейцария, Италия, Голландия) посвятила свои работы результатам изучения материалов глубоководного бурения в районе «канала» (прохода) Вима и поднятия Рио-Гранде в Юго-Западной Атлантике.

Результаты исследования современных отложений в океанах использовал для сравнения с древним осадконакоплением на континентальном блоке А. Л. Яншин (СССР). Он показал, что некоторые осадочные образования, которые по присутствию следов течений, знаков ряби и косої слоистости ошибочно рассматривались как мелководные, на самом деле представляют собой пелагические осадки океанического генезиса.

Тема IX — «Седиментология и экономическая геология» — содержала 21 доклад; она включала все вопросы, связанные с генезисом осадочных рудных месторождений.

Происхождению различных типов марганцевых руд было посвящено четыре сообщения. E. Brichet, C. Lalou (Франция) и C. Lalou, E. Brichet (Франция) в своих выступлениях изложили результаты изучения минералогии, геохимии и скорости роста современных океанских железомарганцевых конкреций. На основании замеров количества тория-230 и продуктов его распада скорость формирования стяжений в Тихом океане была определена в 2—10 мм/1 млн. лет, в Атлантике — 3 мм/1 млн. лет, в Индийском океане — 13 мм/1 млн. лет.

В докладе И. М. Варенцова (СССР) показано, что для конкрециеобразования пельфовых морей и океанов ведущим является один и тот же процесс — хемосорбционное взаимодействие природной воды и активных поверхностей, сопровождающееся авткаталитическим окислением железа и марганца.

Сообщение S. M. Raaba, H. M. A'bacher (Судан) посвящено генезису марганцевого месторождения нового типа, представляющего собой результат замещения плейстоценового кораллового рифа окислами марганца.

Разнообразные месторождения фосфоритов и условия их образования описаны в докладах D. M. Banerjee (Индия), A. Baujo (Франция), S. Sassi (Тунис) и Y. Nathan, J. Lucas (Израиль, Франция); в сообщениях последних рассматривались результаты экспериментов по осаждению апатита из морской воды.

Породам, содержащим сульфидную минерализацию, посвящены доклады F. Beales, G. P. Lozei (Канада), G. Monseur, J. Pel, P. Raueq (Испания, Бельгия), A. Wauschkuhn (ФРГ), золото-урановые скопления — W. E. L. Minter (ЮАР), B. R. Turner (ЮАР). Образование металлоносных рассолов, рапы и лагуновых осадков было рассмотрено в докладах P. P. Hudac, P. Sonnenfeld, A. Turek (Канада), R. Horh, F. leLann, G. Scolari (Франция) и J. D. Vine, E. B. Tourelot, R. K. Glanzman, R. G. Bohannon (США).

В. Н. Холодов (СССР) показал, что распределение осадочных месторождений железа, магния, фосфора, марганца, хрома и других металлов на континентальном блоке зависит от степени участия в осадочном процессе металлоносных докембрийских подплатий.

Тема X не была очерчена четко; она оказалась представленной 23 докладами. Среди них большой интерес вызвали доклад H. D. Freyer (ФРГ), посвященный составу газов (O, N, CO₂, Ar и др.), заключенных в эвапоритовых осадках; сообщение A. O. Fuller (ЮАР) о механизме образования песчаных даек в песчаных системах Карру; выступление M. N. Mehrotra, B. B. Bhattacharya (Индия) об изучении глаукоцитсодержащих осадков виджайского возраста в древнейших отложениях Индийской платформы, а также доклады J. Perriaux (Франция), V. Raiverman (Индия) и V. Raiverman, V. N. Misra, A. K. Awasthi (Индия), в которых рассматривались условия фор-

мирования грубых терригенных отложений ряда флиш — моласса. Следует также отметить сообщение J. E. Warme, R. G. Stanley, J. L. Wilson, A. A. Ekdale (США), детально охарактеризовавших строение и условия залегания рифов в юрских отложениях Северной Африки.

В целом, несмотря на разнообразие вопросов, поднятых на IX конгрессе, особенно рельефно прозвучала проблема океанской седиментации и довольно широко обсуждались результаты глубоководного бурения на судне «Гломар Челленджер». Стихийно второй «ключевой» проблемой явилась связь тектоники с осадкообразованием, причем особенно остро чувствовался интерес литологов к общим гипотезам геотектоники, таким, как дрейф континентов или глобальная тектоника плит.

Обращает на себя внимание то, что подавляющее большинство докладов носило частный характер и направлялось на обсуждение условий осадконакопления в конкретных районах; общетеоретических, проблемных докладов было мало. Слабо представлено также направление, освещающее закономерности размещения и условия образования осадочных полезных ископаемых.

После закрытия конгресса состоялись геологические экскурсии. Советская делегация приняла участие в посещении Бриансонских Альп (экскурсия № 5) и в осмотре седиментационных бассейнов французских Альп (экскурсия № 7). Во время экскурсии в Бриансонские Альпы, проходившей под руководством проф. М. Лемуана и доктора П. де Градианского, были показаны мощные разрезы мелководных платформенных карбонатных формаций мезозоя, их аналоги и фаши маломощных пелагических осадков и разрез нижней части офиолитовой серии, надвинутой на платформенные толщи. Офиолитовая серия этого региона представлена серпентинитами, габброидами, серией вулканических пород и пачкой яшм, чередующихся с известняками.

В экскурсии, посвященной седиментационным бассейнам (программу ее составили проф. Б. Бодуин, П. Котильон, Р. Компредон и П. Гуго), делегаты ознакомились с типичными разрезами юрских, меловых и третичных отложений предгорий Альп, в которых широко развиты внутриформационные перерывы, связанные с деятельностью придонных течений, подводных оползней и береговых обвалов; осмотрели разрезы, представляющие различные фациальные зоны морских отложений юры, мела и палеогена и континентальных красноцветов олигоцена. Экскурсия завершилась в районе горы Тенерон, где великолепно прослеживается гигантский пологий надвиг, по которому юрские и меловые отложения перекрывают олигоцен; надвиг сопровождался формированием олистолитов и олистостром.

На заседании Совета и на общем собрании Международной ассоциации седиментологов были заслушаны краткие доклады о деятельности руководства Ассоциации, принят отчет казначея об исполнении бюджета, а также главного редактора об издательской работе.

На общем собрании Ассоциации избран новый состав Совета на трехлетний срок. Президентом Ассоциации стал проф. Г. М. Фридман (США), пост-президентом — проф. И. Гублер (Франция), вице-президентом — проф. Г. Фухтбауэр (ФРГ), генеральным секретарем избран проф. Г. Ж. Ридинг (Англия), казначеем — З. О. Шлягер (США), редактором — проф. К. Ж. Хсю (Швейцария). Секретарем издательской деятельности стал докт. Х. С. Дженкинс (Англия), секретарем по членству — проф. Г. В. Миддлтон (Канада). Члены Совета: Х. Окада (Япония), проф. Н. П. Тимофеев (СССР), проф. Ф. Манжин (Франция), С. Сенгунта (Индия), К. Д. Линден (Австралия), В. Дзулинский (ПНР).

Следующий X Международный седиментологический конгресс намечено провести в 1978 г. в Израиле.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Часть I	
<i>Общие проблемы седименто- и литогенеза</i>	
<i>А. Л. Яншин.</i> Глубоководные отложения геологического прошлого	4
<i>П. П. Тимофеев.</i> Генетические основы формационного анализа осадочных образований	7
<i>И. В. Хворова.</i> Раннегеосинклинальные бассейны и их осадки (на примере Южного Урала)	10
<i>П. Л. Безруков.</i> Исследования глубоководных осадков на геологических полигонах в Тихом и Индийском океанах	13
<i>Д. Е. Гершанович, А. И. Конюгов.</i> Седиментогенез в зонах восточных пограничных течений Мирового океана	18
<i>Ю. С. Дологов.</i> О динамических условиях дифференциации и накопления осадочного материала в верхней части шельфа	25
<i>Н. П. Верзилин, Н. С. Ожнова.</i> Следы древних землетрясений в осадочных толщах	30
<i>А. И. Анатольева.</i> Домезозойские бассейны красноцветной седиментации и некоторые черты их эволюции	38
<i>М. А. Жарков.</i> Закономерности пространственного размещения палеозойских соленосных серий в связи с проблемами глобальной тектоники	46
<i>Ю. П. Казанский.</i> Палеоклиматическое значение морских доломитов	48
<i>Н. Б. Вассоевич, Ю. К. Бурлин, А. И. Конюгов, Ю. И. Корчагина, И. А. Назаревич.</i> Сравнительный анализ постседиментационных преобразований органического вещества в морских и континентальных отложениях	51
<i>С. Г. Саркисян, М. В. Корж, Н. А. Крылов, А. К. Мальцева.</i> Эволюция юрских седиментационных бассейнов на территории молодых платформ СССР	55
<i>В. И. Копорулин.</i> О специфике литогенеза терригенных пород осадочных толщ морского и континентального генезиса	58
<i>Св. А. Сидоренко.</i> Органическое вещество в докембрии: успехи и проблемы в познании и интерпретации	64
<i>О. И. Лулева.</i> Метаморфизм осадочных пород докембрия и его место в понимании древнего осадкообразования	68
<i>А. С. Корякин.</i> Докембрийские метаморфизованные коры выветривания Карелии	72
<i>Ч. М. Халифа-заде.</i> Геохимические аспекты литогенеза карбонатных раковин и биолитов в осадочных толщах	80
<i>И. В. Николаева.</i> Глауконит в схеме морского аутигенного минералообразования	83
<i>Н. А. Лисицына, Г. Ю. Бутузова.</i> К вопросу о генезисе океанических цеолитов	89
Часть II	
<i>Некоторые вопросы региональной седиментологии</i>	
<i>А. М. Акрамходжаев.</i> Особенности развития Ферганского межгорного седиментационного бассейна	96
<i>П. Т. Тажимаева.</i> Механизм континентальной седиментации в пермский период в Центральном Казахстане	100
<i>О. С. Вялов.</i> Тектонические факторы седиментогенеза в Карпатском флишвом бассейне	103
<i>Г. Н. Доленко.</i> Тектоника и седиментация в нефтегазоносных провинциях Украины	108
<i>И. М. Афанасьева, Э. Я. Жовинский, Л. Г. Ткачук.</i> Особенности постседиментационных изменений в осадочных породах Советских Карпат и юго-запада Восточно-Европейской платформы	112

Г. Э. Прозорович, С. Г. Саркисян. Катагенез отложений Западно-Сибирского седиментационного нефтегазоносного бассейна	114
М. А. Сагян. Литология и палеогеография офиолитовых прогибов Армении (Малый Кавказ)	119
Н. В. Пашалы, А. Г. Сеидов. Источники питания эоценовых и плиоцен-плейстоценовых седиментационных бассейнов различных тектонических зон Азербайджана	125
В. И. Дронов, А. И. Гаврилова. Вещественный состав северопшартской вулканогенной толщи (Восточный Памир)	132
А. Д. Султанов, Н. В. Пашалы. Особенности формирования четвертичных отложений альпийской складчатой зоны юга СССР в свете геохимических данных (на примере Азербайджана)	135

Часть III

Полезные ископаемые и генезис их месторождений

<u>Г. С. Дзоценидзе.</u> О возможности вулканогенно-осадочного происхождения бокситов	143
В. А. Теняков. О генетическом единстве бокситов платформ и геосинклиналей (геохимический аспект)	146
В. Н. Холодов. О роли докембрийского мантийного вещества в осадочной металлогении	151
И. М. Варенцов. Процессы формирования железо-марганцевых руд в современных шельфовых морях	162
А. С. Соколов. Седиментологические особенности фосфоритообразования, литогенетические типы и закономерности размещения фосфоритов	171
Н. И. Юдин. Литологические особенности размещения фосфоритов	173
Б. М. Михайлов. Эволюция гипергенного рудообразования в истории Земли	179

Часть IV

Методы изучения осадочных пород

А. Б. Вистелиус. Среда литогенеза и основная задача математики в седиментологии	185
М. Я. Кац. Гетерогенность минералов; новый подход к их исследованию	189
В. А. Гроссгейм. Условия седиментации во флишевых бассейнах по данным гранулометрического состава	194
П. П. Тимофеев, В. Н. Холодов, В. И. Копорулин. Проблемы литологии на IX Международном седиментологическом конгрессе	201

ПРОБЛЕМЫ СОВРЕМЕННОЙ ЛИТОЛОГИИ И ОСАДОЧНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Ответственный редактор

Петр Петрович Тимофеев

Редактор А. М. Самсоненко

Художественный редактор М. Ф. Глазырина

Художник Е. Ф. Новиков

Технический редактор Г. Я. Герасимчук

Корректоры А. С. Матушевская, Л. Л. Тычкина

Сдано в набор 19 ноября 1976 г. Подписано в печать 30 июня 1977 г. МН 01 532. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага машиномелованная 13,5 печ. л. 18,9 усл. печ. л. 19,5 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ № 321. Цена 2 руб.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18. 4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Глубоководные отложения геологического прошлого. Янин А. Л. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 4—7.

Некоторые геологи считают все морские отложения земной коры континентов мелководными. Отчасти это связано с тем, что следы течений, знаки яри, косая слоистость и перерывы в осадконакоплении считались характерными признаками мелководья. Океанографические исследования показали возможность возникновения их на любых глубинах. Устанавливается океанический тип строения земной коры эвгеосинклиналей, позволяющий утверждать их глубоководность. Глубоководными можно считать лептогеосинклинальные формации, олистоформовые формации, флиш, граптолитовые сланцы, антиховые сланцы. Соленодные бассейны краевых прогибов достигали глубины километра. Даже на платформах глубина моря нередко была равной 300—400 м. Библ. 11.

Генетические основы формационного анализа осадочных образований. Тимофеев И. И. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 7—9.

Рассматриваются общие вопросы учения об осадочных породах, приводятся определения таких понятий, как литология, формация, намечаются предполагаемые направления в развитии литогенеза и формационного анализа.

Раннегеосинклинальные бассейны и их осадки (на примере Южного Урала). Хворова И. В. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 10—12.

Ранняя стадия Уральской геосинклинали связана со спредингом. Это определило постепенное расширение площади развития базальтов и яши в ордовике и силуре, латерально сменяющихся бескарбонатными пелагическими отложениями (красные глины, фтаниты). Внутри бассейна существовали массивы синалической коры (микроконтиненты) с эксплозивными вулканами, поставившими много средней и кислой пирокластиты. В девоне растяжение сменялось сжатием. Возникал сложный рельеф: появлялось много отметей с карбонатными осадками и вулканических островов. Контрастный рельеф и тектонический режим стимулировали образование олистоформ. Раннегеосинклинальные палеозойские осадки во многом сходны с океаническими, но есть отличия: соотношение и распределение карбонатных и кремнистых осадков в связи с иным положением уровня карбонатной компенсации. Ил. 1.

Исследования глубоководных осадков на геологических полигонах в Тихом и Индийском океанах. Безруков П. Л. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 13—18.

В 1968—1973 гг. Институт океанологии имени П. П. Ширшова Академии наук СССР проводил детальные геологические исследования в Тихом и Индийском океанах. Эти исследования показали прерывистость четвертичного покрова на абиссальных океанских глубинах и значительные фациальные изменения пелагических осадков и состава железо-марганцевых конкреций на коротких расстояниях под влиянием различных местных факторов. Ил. 1, библ. 25.

Седиментогенез в зонах восточных пограничных течений Мирового океана. Гершанович Д. Е., Конюхов А. И. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 18—25.

Зоны восточных пограничных течений Мирового океана (Бенгельская, Перуанская и др.) выделяются специфичным сочетанием факторов седиментогенеза. Ограниченное поступление осадочного материала с аридных побережий суши обуславливает возрастание роли биогенного и хемогенного материала морского происхождения. Проникновение холодных вод в низкие широты вдоль подводных окраин континентов и сопутствующий им процесс апвеллинга приводят к значительному усилению новообразования органического вещества, высокой биологической продуктивности, аккумуляции органического вещества в донных осадках. Прослеживается зональное размещение основных типов донных осадков: прибрежные терригенные осадки сменяются диатомовыми, последние глауконитовыми и шамозитовыми, при дальнейшем увеличении глубин — вновь терригенными. Встречаются фосфоритовые образования, олигиты разного состава. Наблюдается постоянное или периодическое заражение осадков сероводородом. В условиях восточных пограничных течений апвеллинг выступает как важный геологический фактор. Ил. 2, библ. 18.

О динамических условиях дифференциации и накопления осадочного материала в верхней части шельфа. Д о л о т о в Ю. С. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 25—30.

Рассматриваются результаты длительных стационарных исследований в верхней зоне шельфа Балтийского и Черного морей, проведенных с целью выявления динамических условий и особенностей процессов гранулометрической и минералогической дифференциации, а также накопления донных осадков. Анализируются основные гидродинамические факторы и обусловленные ими изменения рельефа и состава осадочного материала в различные фазы волнения, в ходе поперечных и косых волнений, в разные сезоны, а также при значительных изменениях уровня моря и в ходе тектонических движений дна в области шельфа. Библ. 9.

УДК 552.122 : 551.305.1 : 551.8

Следы древних землетрясений в осадочных толщах. В е р з и л и н Н. Н., О к н о в а Н. С. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 30—37.

Рассматриваются многообразные формы проявления следов древних землетрясений в осадочных толщах на примере мел-палеогеновых отложений Ферганской межгорной впадины (оползания пластичного осадка в пределах отдельных пластов и маломощных пачек, следы перераспределения внутри пластичного осадка, нептунические дайки и др.). Доказывается, что причиной возникновения описанных явлений были древние землетрясения. Показана важность специального изучения подводно-оползневых деформаций и нептунических даек для суждения о палеосейсмичности района, условиях образования осадков и преобразования их в осадочные породы. Ил. 2, библ. 17.

УДК 511.311 : 551.3.051

Домезозойские бассейны красноцветной седиментации и некоторые черты их эволюции. А н а т о л ь е в а А. И. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 38—45.

По данным о составе и парагенезе красноцветных пород выделены ассоциации бескарбонатные или бедные карбонатом материалом, возникающие в гумидной обстановке, и ассоциации, существенно обогащенные карбонатными примесями, свойственные аридным условиям седиментации. Рассмотрены аридные и гумидные бассейны красноцветной седиментации.

Отмечено, что для докембрия типичны гумидные, а для более позднего времени — аридные бассейны седиментации. В докембрийских гумидных бассейнах накапливались прослой гематита и гетита (дающие в ряде случаев рудные скопления), сингенетичные с полимиктовыми красноцветными терригенными породами. С появлением в девоне наземной растительности и соответственно с возрастанием количества биомассы в областях континентальной красноцветной седиментации такие ассоциации со временем исчезли. На смену им, начиная с каменноугольного времени, в гумидные бассейны пришли красноцветные отложения с углями, а в некоторых случаях с бокситами.

Аридные бассейны представляются меденосными красноцветными образованиями, известными начиная с докембрия, и ассоциациями красноцветных пород с ангидритами и гипсами, возникшими в кембрии и особенно широко распространившимися в девоне и перми. Ил. 1, табл. 1, библ. 14.

УДК 553.63 + 551.24

Закономерности пространственного размещения палеозойских соленосных серий в связи с проблемами глобальной тектоники. Ж а р к о в М. А. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 46—48.

Рассматриваются этапность и объемы соленаккопления в палеозое. Выясняется палеоклиматическая зональность эвапоритового осадконакопления в кембрии, девоне и перми. Анализируются два варианта литолого-палеогеографических реконструкций: без перемещения континентов и с учетом их перемещения. Делается заключение о том, что размещение областей соленаккопления в палеозое могло отличаться от современной эпохи вследствие иных размеров и расположения континентов, океанов и морей относительно палеоэкватора. В перми и девоне, по-видимому, существовал только один пояс аридного климата и эвапоритовой седиментации. В кембрии эвапоритовых поясов, возможно, не было, а соленосные осадки накапливались в изолированных областях аридного климата. Библ. 17.

УДК 552.543+551.583.7

Палеоклиматическое значение морских доломитов. Казанский Ю. П. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 48—51.

Анализ условий формирования современных и древних карбонатных пород, результаты экспериментов показали широкий диапазон доломитообразования: от жаркого аридного до тропического. Выделены три группы доломитов: 1) прибрежно-морские, 2) внутриконтинентальных морей, 3) мелководных, эпиконтинентальных морей. Их неравномерное распределение в осадках позволяет наметить пять эпох доломитообразования.

Перечисленные особенности доломитообразования имеют большое значение при решении палеогеографических вопросов, связанных с проблемой перемещения континентов, особенно в палеозое и протерозое. Библи. 11.

УДК 550.4 : 551.35 : 551.31

Сравнительный анализ постседиментационных преобразований органического вещества в морских и континентальных отложениях. Вассоевич Н. Б., Бурлин Ю. К., Конохов А. И., Горчагина Ю. И., Назаревич И. А. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 51—55.

Выделяются основные типы органического вещества (седикахитов, СК), формирующиеся в морских и континентальных обстановках: СК_{ал} с алифатической основой, СК_{арс} с преобладанием ареповых, частично конденсированных структур, СК_{ам} — гидроароматических оснований с повышенным содержанием N. Постседиментационные преобразования седикахитов различного типа в морских и континентальных осадках протекают однонаправленно, сопровождаются дедикализацией и ароматизацией цикланов, метанизацией нафено-метановых соединений и приводят к постепенной их карбонизации. При однонаправленности трансформаций седикахитов в катагенезе первоначальные различия в их структуре обусловили иной состав «побочных» продуктов, в том числе углеводородов. Библи. 10.

УДК 551.86+551.557.11

Эволюция юрских седиментационных бассейнов на территории молодых платформ СССР. Саркисян С. Г., Корж М. В., Крылов Н. А., Мальцева А. К. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 55—58.

Рассматриваются важнейшие фациальные особенности и палеогеографические условия образования юрских отложений на Скифской, Туранской и Западно-Сибирской плитах. Устанавливается, что важнейшими чертами эволюции юрских седиментационных бассейнов эпипалеозойских плит было закономерное, хотя и неравномерное, расширение трансгрессии от лейаса к мальму, связанное с развитием юрского тектоноседиментационного цикла, и одновременная постепенная аридизация климата.

Отмечается принципиальное сходство условий образования нижне-среднеюрских отложений, появление в конце доггера различий палеогеографических обстановок и углубление этих различий в мальме. Среди полезных ископаемых, связанных с юрскими отложениями эпипалеозойских плит, главное место занимают нефть и газ. Библи. 5.

УДК 552.144+551.31

О специфике литогенеза терригенных пород осадочных толщ морского и континентального генезиса. Копорулин В. И. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 58—64.

Аутигенное минералообразование в полимиктовых терригенных отложениях морского и континентального генезиса протекает существенно неодинаково. В мощных толщах морского генезиса первичный глинистый цемент преобразуется преимущественно в хлорит. В континентальных толщах на ранних стадиях литогенеза образуется каолинит, который затем переходит в гидрослюда. В морских и континентальных комплексах небольшой мощности процессы менее определены. Особенности литогенеза связаны со спецификой гидрхимии среды накопления осадков и их последующего пребывания в литосфере. Илл. 1, табл. 1, библи. 10.

Органическое вещество в докембрии: успехи и проблемы в познании и интерпретации. Сидоренко Св. А. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 64—67.

Анализ современного состояния проблемы органического вещества в докембрии приводит к выводу о том, что «фактор жизни» влиял на экзогенез — определяющий процесс геологической жизни земной коры — на всем обозримом сегодня отрезке геологической истории. Изучение теоретических и биохимических аспектов этой проблемы показывает, что в метаосадках самого глубокого докембрия не исключено сонахождение биогенных и абиогенных («преджизненных») органических соединений. Поиски геологических свидетельств и этапа возникновения жизни на Земле — одна из актуальнейших в настоящее время научных проблем геологии, биохимии и естествознания вообще. Библ. 6.

Метаморфизм осадочных пород докембрия и его место в понимании древнего осадкообразования. Лунева О. И. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 68—71.

Развивается идея о преимущественном изохимическом характере метаморфизма древних осадочных пород. На основании этого делается вывод о том, что возможна реконструкция первичных осадков путем анализа состава метаморфических пород. Библ. 9.

Докембрийские метаморфизованные коры выветривания Карелии. Коркин А. С. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 72—80.

Поставлена главная, по мнению автора, задача исследований древних метаморфизованных кор выветривания. При расчленке дометаморфического выветривания в доятулийский — ятулийский период на территории Карелии с целью наибольшей объективности изучались исходные породы контрастного состава — кислого и основного ряда. Приводятся основные результаты исследования, перечисляются геологические, текстурно-структурные, минералого-петрографические, геохимические, рентгеноструктурные и электронно-микроскопические факты, позволяющие говорить о первично-элювиальном генезисе некоторых метаморфических образований и делать определенные выводы относительно климатических условий формирования доятулийских кор выветривания, характера их метаморфизма и эволюции процессов гипергенеза в интервале протерозой — кайнозой. Ил. 2, табл. 3.

Геохимические аспекты литогенеза карбонатных раковин и биолитов в осадочных толщах. Халифа-заде Ч. М. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 80—83.

Объектом исследования были раковины беспозвоночных из современных водоемов и четвертичных, плиоценовых, миоценовых, эоценовых и верхнемеловых отложений, испытывавших различные стадии осадочного породообразования. Выяснено, что в результате литогенеза раковинсодержащих отложений и карбонатных биолитов раковинное вещество, от типичных биологических систем до его глубокого абиогенеза, испытывает физико-минералогические изменения, отражающие физико-химические особенности этапов литогенеза. Осадочные толщи литосферы обогащаются U, Th и Sr. Библ. 4.

Глауконит в схеме морского аутигенного минералообразования. Николаева И. В. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 83—89.

Обобщено более 700 химических анализов глауконита методами формационного анализа и математической статистики с помощью ЭВМ. Приводятся новые данные о кристаллохимических особенностях и систематическом положении минералов группы глауконита, специфике их состава в разных формациях (парагенезах) различного возраста. Выявляются новые возможности генетической интерпретации вариаций химического состава глауконита в пределах формации (фашии, породы, слоя и т. д.). Развиваются представления об эволюции состава глауконита в истории осадконакопления. Ил. 2, библи. 16.

К вопросу о генезисе океанических цеолитов. Лисицына Н. А., Бутова Г. Ю. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 89—95.

Приведены результаты петрографических, рентгенометрических и химических исследований цеолитов (в основном филлипсита) в осадках литологического профиля от берегов Японии до Мексиканского побережья Северной Америки. Выделены две группы океанических филлипситов: филлипситы глубоководных котловин и филлипситы подводных поднятий. Первые распространены на широких площадях пелагической зоны с минимальными скоростями осадконакопления, вторые развиты локально в областях проявления базальтового вулканизма.

Эти выводы подтверждаются данными глубоководного бурения. Область распространения современных миоценовых филлипситов не выходит за пределы площадей со скоростями < 1—1—3 мм, при возрастании скоростей до 3—10 мм и более в осадках появляется клиноптилолит. В более древних, главным образом верхнемеловых породах филлипсит практически отсутствует, господствующий в них клиноптилолит пользуется преимущественным развитием в областях седиментации со скоростями более 3 мм в тысячу лет. Ил. 2, библи. 23.

Особенности развития Ферганского межгорного седиментационного бассейна. Акрамходжаев А. М. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 96—100.

Ферганская впадина — крупнейшая альпийская мегасинклиналь Западного Тянь-Шаня, в геологической истории которой выделяются два этапа — платформенный (триас — нижний олигоцен) и орогенный (средний олигоцен — нижний антропоген). Мезокайнозойские отложения представлены сложным комплексом разнообразных осадочных пород, начиная от грубообломочных и кончая углями и солями, свидетельствующими о различных, неоднократно сменявшихся условиях седиментации. Скорость седиментации в начале и конце платформенного этапа развития составляла 0,008—0,009 мм/год; в юрский и меловой периоды — 0,02, а в орогенный этап достигала 0,2 мм/год.

Установлены ритмичность осадконакопления и ее влияние на размещение, характер и количество имеющихся полезных ископаемых. Обоснована целесообразность связывать начало ритмов с проявлением нисходящих движений. Ил. 1.

Механизм континентальной седиментации в пермский период в Центральном Казахстане. Тажибаева П. Т. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 100—103.

Пермские отложения широко распространены в Центральном Казахстане. Механизм континентальной седиментации в пермский период здесь отличается рядом особенностей, характерных для данного региона. Осадконакопление происходило в двух структурно-фациальных зонах: Тенизской — на севере и Джезказган-Сарьсуйской — на юге. Для первой характерно накопление в основном терригенных осадков на протяжении всего периода, с которыми связаны проявления меди и мергелей. Для второй известны осадки только нижнепермского возраста и преимущественно карбонатно-хемогенного состава, несущие экзогенную родусит-асбестовую минерализацию и соли. Имеющиеся различия механизма континентальной седиментации для изученных зон обусловлены специфическими особенностями региона и изменениями физико-географической обстановки в связи с пульсационными тектоническими движениями.

Тектонические факторы седиментогенеза в Карпатском флишевом бассейне. В ялов О. С. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 103—108.

Характер и условия седиментации в флишевом бассейне определяются общим лихорадочным режимом с мелкими осцилляционными колебательными движениями и глубоким компенсированным прогибанием. Внутренние кордильеры разделяют бассейн на продольные вытянутые на большом протяжении прогибы — фациальные зоны. В зависимости от степени воздымания кордильер по ограничивающим их разломам соседние зоны то обособляются, то объединяются. Намечены четыре этапа развития Карпатского флишевого бассейна: раннемеловой, позднемеловой, палеоцен-оценовый и олигоценый, связанные с историей общего развития кордильер. Соответственно вся флишевая толща разделена на четыре комплекса — котинский, русичанский, карпийский и омбронский. В результате первой Карпатской фазы складчатости на границе палеогена и неогена и воздымания Карпат флишевой бассейны прекратил свое существование. Карпаты превратились в складчатую область.

Образование флиша и его характерных особенностей (ритмичности и др.) обуславливаются прежде всего тектоническими колебательными движениями. Турбидные потоки — второстепенный и необязательный фактор. Библ. 13.

УДК 553.291

Тектоника и седиментация в нефтегазосных провинциях Украины. Доренко Г. Н. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 108—112.

Анализ геологического материала глубокого бурения по нефтегазосным провинциям Украины свидетельствует о тесной взаимосвязи тектоники и седиментации осадков. Древние поперечные депрессии и поднятия фундамента и глубинные разломы продольного и поперечного направлений в этом отношении наиболее примечательны. Депрессии и поднятия влияют на закономерности изменения литолого-фациальных особенностей пород, глубинные разломы ограничивают седиментационные бассейны и служат границей распространения береговых линий моря. Ил. 1.

УДК 552.5 : 552.14/16 (477)

Особенности постседиментационных изменений в осадочных породах Советских Карпат и юго-запада Восточно-Европейской платформы. Афанасьева И. М., Жовинский Э. Я., Ткачук Л. Г. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 112—114.

Излагается характер вторичных минеральных и структурно-текстурных преобразований различных пород, развитых в пределах платформенной и геосинклинальной зон. В Карпатской складчатой области мощность мезокайнозойского осадочного чехла превышает 10 000 м. Наиболее широко проявились процессы прогрессивного эпигенеза, интенсивность которых увеличивается с глубиной погружения пород. Преобразование осадочных пород в условиях низких ступеней метаморфизма имеют локальный характер и связаны с активизацией вулканизма и развитием надвиговых явлений. Регрессивный эпигенез проявился в форме широко развитого процесса карбонатного метасоматоза.

Стадии начального эпигенеза четко выделяются в отложениях юго-западной части Восточно-Европейской платформы. С постседиментационными процессами связано преобразование глинистых минералов, появление в цементе песчаников флюорита, барита, сульфидов и др. В этой области ведущий фактор преобразования пород — «метаморфизованные» вадозные воды.

УДК 552.52 : 571.1

Катагенез отложений Западно-Сибирского седиментационного нефтегазосного бассейна. Прозорович Г. Э., Саркисян С. Г. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 114—119.

Сравнение степени катагенетических изменений акцессорных минералов из нефтеносных и водоносных коллекторов позволяет в первом приближении определить время формирования залежей нефти и газа. Для этого могут быть использованы и катагенетические изменения породообразующих минералов гранулярных коллекторов. Катагенез песчано-глинистых отложений обуславливает вертикальную зональность в качестве коллекторов и покрышек, улучшающихся вверх по разрезу. Расчеты показывают, что наибольшие отношения объемов метана, генерируемого на различных стадиях катагенеза, и объемов воды, отжимаемой в процессе уплотнения и катагенеза глин, свойственны для жирных и более глубоких стадий. Табл. 1, библ. 12.

Литология и палеогеография офиолитовых прогибов Армении (Малый Кавказ). С а т и а н М. А. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 119—125.

Соотношение типичных стратифицированных компонентов офиолитовых ассоциаций специфично для разрезов каждого офиолитового пояса. Выявлены полифацильность ассоциации вулканитов и радиолитов и других пород и корреляция их парагенезов с суммарными мощностями. Региональная палеогеография и морфология седиментационных зон реконструируется в виде линейных систем узких эшелонированных прогибов с автономным проявлением вулканизма и седиментации, обрамленных терригенным шельфом. Суммарная ширина таких бассейнов оценивается в первые десятки километров, глубина не более 1—2 км. Тектонизация офиолитов завершается перед поздним коньком формирования «клавиатуры блоков», которая наследуется формациями над-офиолитового «чехла». Табл. 4, библи. 9.

Источники питания эоценовых и плиоцен-плейстоценовых седиментационных бассейнов различных тектонических зон Азербайджана. П а ш а л ы Н. В., С е и д о в А. Г. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 125—132.

Рассмотрены главные и второстепенные источники сноса эоценовых и плиоцен-плейстоценовых седиментационных бассейнов в пределах юго-восточного погружения Большого Кавказа как факторы, контролирующие условия формирования отложений указанного времени, палеогеографические особенности и роль этих источников в формировании полезных ископаемых. Главный источник сноса эоценового седиментационного бассейна — восточное окончание Кавказского острова. Из второстепенных источников сноса описываются Малокавказская и частично Большекавказская вулканические провинции.

Для плиоцен-плейстоценового времени главный источник сноса — Русская платформа, Большой и Малый Кавказ, роль которых в различные периоды то усиливалась, то ослабевала, а второстепенный — подводные и надводные поднятия и грязевые вулканы, наиболее эффективная деятельность которых начиналась с верхнего плиоцена. Образование промышленных залежей бентонитов в отложениях эоцена юго-восточного погружения Большого Кавказа связано с второстепенным источником сноса, дающим андгенный материал. Накопление мощных песчаников арковского типа — коллекторов богатейших залежей нефти и газа продуктивной толщи Азербайджана — связано с главным источником питания — Русской платформой. Табл. 1, библи. 10.

Вещественный состав северошартекой вулканогенной толщи (Восточный Памир). Д р о н о в В. И., Г а в р и л о в а А. И. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 132—135.

Описана вулканогенная толща мезозойского (?) возраста, сложенная агломератовыми туфалавами дацитов. Дано описание пород и минералов, рассматривается тектоническая позиция и возможный возраст. Ил. 1.

Особенности формирования четвертичных отложений альпийской складчатой зоны юга СССР в свете геохимических данных (на примере Азербайджана). С у л т а н о в А. Д., П а ш а л ы Н. В. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 135—142.

Рассмотрено распределение малых элементов (Mn, Sr, Ba, V, Ni, Cr, Co, Cu, Ti) по типам пород в стратиграфических единицах четвертичных отложений различных тектонических зон Азербайджана.

Накопление нижнеплейстоценовых отложений в пределах юго-восточного погружения Большого Кавказа, а также в передовых прогибах его азербайджанской части и горной системы Талыша происходило в прибрежных и прибрежно-мелководных условиях при интенсивном механическом выветривании на водосборах, маскирующих химическую дезинтеграцию пород. В межгорной впадине ближе к осевой части депрессии седиментация происходила в относительно глубоководных условиях на большем расстоянии от главных источников питания.

В верхнеплейстоценовое время увеличился объем всей поступающей массы терригенного материала. Количественные различия в содержании малых элементов в верхнем плейстоцене в зонах, примыкающих к Большекавказской и Малокавказской питающим провинциям, свидетельствуют о некоторой интенсификации тектонического режима в первой и ослаблении в последней. Ил. 2, библи. 8.

О возможности вулканогенно-осадочного происхождения бокситов.
Дзоцендзе Г. С. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 143—146.

Некоторые месторождения бокситов могут иметь вулканогенно-осадочное происхождение. Это доказывается интенсивным выносом Al_2O_3 из вулканических толщ в результате поствулканических воздействий. Наблюдения над процессами разложения вулканических пород под действием кислых термальных вод в современных вулканических областях подтверждают значительные размеры выноса Al_2O_3 из измененных вулканических толщ и переноса его в бассейны осадконакопления. Поэтому есть основание искать бокситы в осадочных толщах, которые перекрывают измененные вулканические толщ или латерально их замещают. Библ. 7.

УДК 553.492

О генетическом единстве бокситов платформ и геосинклиналей (геохимический аспект). Теяяков В. А. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 146—150.

На основе анализа содержаний и соотношений элементов основного состава, а также малых элементов и поглощенного комплекса устанавливается полное сходство бокситов платформ и геосинклиналей. Сделан вывод о геохимическом единстве всех бокситов и их генетической связи с латеритными корами выветривания. Ил. 1, табл. 2, библ. 5.

УДК 553.277+551.81+552.311

О роли докембрийского мантийного вещества в осадочной металлогении. Холодов В. Н. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 151—162.

На протяжении всей обозримой истории Земли докембрийские поднятия выступают в качестве главных носителей рудного мантийного вещества. В результате разрушения этих выступов в прилегающих областях седиментации в течение всего фанерозоя формировались осадочные рудные скопления V, Ti, Ni и, возможно, других элементов группы железа. С течением времени, по мере сокращения суммарных площадей эродлируемых выступов, относительное количество рудных мантийных компонентов в осадочном чехле уменьшалось. Ил. 3, табл. 2, библ. 31.

УДК 551.465.11+552.56+553.32

Процессы формирования железо-марганцевых руд в современных шельфовых морях. Варенцов И. М. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 162—170.

Рассмотрена геохимия процесса формирования железо-марганцевых конкреций в различных участках Балтийского моря. Отмечена связь между интенсивностью континентального стока, отношением Mn/Fe и содержанием V, Cu, Ni и Co. Ил. 2, табл. 1, библ. 15.

УДК 551.557.11+661.83

Седиментологические особенности фосфоритообразования, литогенетические типы и закономерности размещения фосфоритов. Соколов А. С. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 171—173.

Благоприятными условиями фосфоритообразования являются устойчивый тектонический режим, аридный климат, шельфовое мелководье, замедленное осадконакопление с ограниченным терригенным и карбонатотложением. Первичное фосфоритообразование протекает на широких площадях, но создает низкокачественные фосфориты; природная химическая и механическая переработка существенно улучшает их качество. Литологически наименее изучены метаморфизованные фосфориты; древние осадочно-метаморфические комплексы перспективны для поисков фосфатов.

Литогенетически фосфориты делятся на осадочные и выветривания; осадочные на микрозернистые (в том числе метаморфизованные), зернистые, желваковые, ракушечные. Фосфоритоносные территории классифицируются на провинции, бассейны, районы и др. Выделяется 8 фосфоритоносных провинций с различным временем фосфоритообразования, что опровергает представления о «мировых эпохах фосфатонакопления».

Литологические особенности размещения фосфоритов. Юдин Н. И. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 173—179.

Литологический состав и строение фосфоритоносных отложений — внешнее выражение сложной геологической обстановки, которую претерпели эти отложения в процессе своего образования. Фосфоритоносные отложения представляют собой типичные морские образования. Они развиты на обширных площадях, прослеживаются на значительные расстояния и содержат иногда огромные запасы фосфоритов. Накопление крупных концентраций фосфора происходило на фоне преимущественно карбонатной седиментации. Характерные особенности древних и молодых эпох фосфатонакопления — генетическая связь фосфата с доломитом, парагенез фосфоритов с кремнистыми породами, а отличительная особенность древних и молодых платформенных фосфоритов — их тесная парагенетическая связь с глауконитовыми терригенными и терригенно-карбонатными породами.

Глубокое изучение литологического состава фосфоритов и вмещающих их пород определяет важные закономерности их распространения в земной коре, дает ценный материал для выяснения условий их образования, а также прогноза и поисков. Библ. 18.

Эволюция гипергенного рудообразования в истории Земли. Михайлов Б. М. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 170—185.

Обосновывается положение о существовании строго закономерного и последовательного изменения обстановок формирования гипергенных руд в истории Земли, о прогрессивно-пульсационном росте их запасов. Устанавливается определенная последовательность в перемещении областей рудообразования из морских водоемов докембрия в прибрежные зоны палеозойских и мезозойских морей и далее на современные континенты. Формирование промышленных месторождений гипергенных полезных ископаемых в новейший этап развития Земли происходит главным образом в корях выветривания (латеритных покровах) современной тропической зоны Земли.

С геохимической точки зрения процесс направленного смещения областей рудообразования определяется последовательным сокращением подвижности рудообразующих компонентов и, таким образом, приближением их промышленных концентраций к первичным источникам.

Причинами эволюции гипергенного рудообразования являются отчетливо фиксируемые в истории Земли изменения основных параметров состава атмосферы, тектонического режима и развитие органической жизни. Ил. 1, библ. 11.

Среда литогенеза и основная задача математики в седиментологии. Вистелиус А. В. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 185—189.

Среда литогенеза стохастически организована. Главным объектом седиментологических процессов с математической точки зрения есть реализация случайных процессов и случайных полей. Теоретические концепции седиментологии должны выражаться в форме стохастических моделей, повышающих строгость заключений и стимулирующих тщательность полевых и лабораторных исследований. Имеются проблемы седиментологии, которые невозможно решить без развития специальных областей чистой математики. Ил. 1.

УДК 552.1 : 53+543.5

Гетерогенность минералов; новый подход к их исследованию. Кац М. Я. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 189—194.

Исследования минералов вновь разработанными методами в гравитационном градиентном поле определяют гетерогенность минералов. Показано, что более перспективен анализ физико-химическими методами не мономинеральных образцов в целом, а разных типов зерен, слагающих мономинеральные образцы. Гетерогенность минералов позволяет получать некоторые представления о неоднородности процессов минералообразования, что способствует более полной реконструкции условий формирования минералов и последующих процессов их преобразования. Ил. 1, табл. 1, библи. 15.

УДК 551.557.11+552.123

Условия седиментации во флишевых бассейнах по данным гранулометрического состава. Гроссгейм В. А. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 194—200.

Детальное изучение гранулометрического состава одного ритма при помощи дробного ситового анализа в пунктах, характеризующих разные участки бассейна, определяет существенную эволюцию условий седиментации от начального момента формирования флишевого ритма в сторону снижения уровня динамики среды осадконакопления. Достаточно ощутимо меняются эти условия и по площади бассейна, особенно в начальный этап формирования ритма. Ил. 2, библи. 7.

Цена 2 руб.

2364