

КОНТРОЛЬНЫЙ ТИП. 3.



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

6

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

1978

36

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Тимофеев П. П.</i> Основные проблемы современной литологии и задачи Междудомственного литологического комитета	3
<i>Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.</i> Аутигенные цеолиты в осадочном чехле Мирового океана	16
<i>Скорнякова Н. С., Курносое В. Б., Свальный В. Н., Туранская Н. В., Цейтлин Н. Ю., Шевченко А. Я.</i> Сепиолиты и палыгорскиты Индийского океана	29
<i>Петровский А. Д.</i> О следах и причинах первичных нарушений киммерийских осадков Керченского бассейна	46
<i>Вознесенская Т. А.</i> Генетические типы отложений подводной каньонно-веерной системы (карбон Юго-Западного Дарваза)	54
<i>Адамчук И. П., Пачаджанов Д. Н., Мельникова Н. Д., Валиев Ю. Я.</i> Поведение галлия и олова в мезозойском седиментогенезе Таджикской депрессии	66
<i>Михайлов Б. М.</i> Вулканогенно-осадочный генезис Загликского месторождения алунитов на Малом Кавказе	77
<i>Соколова Т. Н., Сахаров Б. А., Дриц В. А., Кременецкая Т. Н.</i> Смешанослойные минералы лейкофиллит-монтмориллонит из гипсовой шляпы купола Индер	87
<i>Покрышкин В. И., Бойко В. С., Ильяшенко В. Я.</i> Закономерности размещения месторождений зернистых фосфоритов Аравийско-Африканской провинции и Средней Азии	102

Краткие сообщения

<i>Черкасов Г. Н.</i> Геология, вещественный состав и генезис бокситов и гиббсит-аллофановых пород Западной Якутии и Прибайкалья	120
<i>Одокий Б. Н.</i> Пермская бокситоносная формация Азии и перспективы ее выявления в Сибири и на Дальнем Востоке	128
<i>Лазарев И. С., Мамчур Г. П., Вдовиченко Г. М., Ярынич О. А., Хрищанович С. Л.</i> О происхождении карбонатных пород верхнеюрских галогенной и карбонатной формаций Гаурдак-Кугитангского района по изотопному составу углерода	132
<i>Леонов Г. В.</i> Тектоническое строение, время формирования Садкинской асфальтитовой жилы и поисковые критерии месторождений подобного типа	137

Методика

<i>Развозжаева Э. А.</i> Метод извлечения нерастворимого органического вещества из метаморфических пород докембрия	144
--	-----

Хроника

<i>Холодов В. Н., Еремеев В. В.</i> О пленуме Междудомственного литологического комитета	147
<i>Занин Ю. Н.</i> Вещественный состав фосфоритов. Всесоюзный семинар 1977 г.	151
К 60-летию со дня рождения П. П. Тимофеева	153
Содержание журнала за 1978 год	155

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

6

NOVEMBER — DECEMBER

1978

CONTENTS

<i>Timofeev P. P.</i> The main problems of the present-day lithology and the tasks of the Joint lithological committee	3
<i>Lisitsina N. A., Butuzova G. Yu.</i> Authigenic zeolites in the sedimentary cover of the World Ocean	16
<i>Skorniyakova N. S., Kurnosov V. B., Sval'nov V. N., Turanskaya N. V., Tseitlin N. Yu., Shevchenko A. Ya.</i> Sepiolites and palygorskites in the Indian Ocean	29
<i>Petrovskii A. D.</i> On the traces and reasons of primary disturbances of the Kimeridgian sediments in the Kerchenskii basin	46
<i>Voznesenskaya T. A.</i> Genetic types of deposits of an underwater canyon-fan system (Carboniferous of the South-Western Darvaz)	54
<i>Adamchuk I. P., Pachadzhyanov D. N., Mel'nikova N. D., Valiev Yu. Ya.</i> Behaviour of gallium and tin in Mesozoic sedimentogenesis of the Tajik depression	66
<i>Mikhailov B. M.</i> Volcanogenic-sedimentary genesis of the Zaglikskoe alunite deposit in Lesser Caucasus	77
<i>Sokolova T. N., Sakharov B. A., Drits V. A., Kremenetskaya T. N.</i> Leukophyllite-montmorillonite mixed-layer minerals from the Inder dome's gypsum cap	87
<i>Pokryshkin V. I., Boiko V. S., Il'yashenko V. Ya.</i> Distribution regularities of graded phosphorite deposits in the Arabian-African province and Middle Asia	102

Short Notes

<i>Cherkasov G. N.</i> The geology composition and genesis of bauxites and gibbsite-allophane rocks in the Western Yakut and Pribaikal'e	120
<i>Odokii B. N.</i> The Permian bauxite-bearing formation of Asia and perspectives of its revealing in Siberia and the Far East	128
<i>Lazarev I. S., Mamchur G. P., Vdovichenko G. M., Yarynych O. A., Khrishchanovich S. L.</i> On the origin of carbonate rocks in the Upper Jurassic halogenic and carbonate formations of the Gaurdak-Kugitanskii region by carbon isotopes compositions	132
<i>Leonov G. V.</i> Tectonic structure, time of formation of the Sadkinskaya asphaltite vein and search criteria for similar deposits	137

Methods

<i>Razvozzhaeva E. A.</i> A method of insoluble organic matter extraction from Precambrian metamorphic rocks	144
--	-----

Chronicles

<i>Kholodov V. N., Ereemeev V. V.</i> On the joint lithological committee plenum	147
<i>Zanin Yu. N.</i> Phosphorite material composition — All-Union seminar 1977	151
On the 60-th Birthday of P. P. Timofeev	153
Annual contents for 1978	155

УДК 551.3:06

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ СОВРЕМЕННОЙ ЛИТОЛОГИИ И ЗАДАЧИ МЕЖДУВЕДОМСТВЕННОГО ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО КОМИТЕТА¹

П. П. ТИМОФЕЕВ

I

Анализ истории зарождения и развития науки об осадочных породах показывает, что за последние 15—20 лет в Советском Союзе широкое развитие получило генетическое направление в литологии и осадочной геохимии (геохимия осадочных пород), благодаря чему эти науки в своем развитии поднялись на новый, более высокий уровень. Это дало возможность с принципиально иных позиций подходить к решению коренных проблем возникновения и закономерностей строения осадочных образований и формирования их вещественного состава.

Эти успехи достигнуты прежде всего благодаря более широкому применению детального литолого-фациального и палеогеографических методов анализа при изучении как древних пород различного возраста, так и современных осадков континентов, морей и океанов. К сожалению, эти методы все еще применяются в недостаточном объеме, что отрицательно сказывается на результатах исследований. Очень большое принципиальное значение имело использование новейших методов физико-химического, минералогического и кристаллохимического исследования вещественного состава осадков и пород. Все это, вместе взятое, позволяет лучше познать особенности и детали генезиса отложений, выявлять основные факторы и устанавливать причины, которые определяют дальнейшую историю минерального преобразования осадков в породы.

Генетическое направление в советской литологии и осадочной геохимии, по моему мнению, представляет собой новый качественный скачок и одну из основных черт и особенностей их современного развития. Литология по-прежнему ставит своей главной целью дальнейшую разработку и совершенствование теорий седиментогенеза и литогенеза как двух принципиально различных и следующих один за другим этапов осадконакопления и породообразования. Современные исследования должны сопровождаться как познанием динамики процессов седименто- и литогенеза, так и выяснением причин, обуславливающих направленность и интенсивность этих процессов. Непонятны утверждения некоторых литологов и геохимиков о якобы возникающем противопоставлении процессов седиментогенеза и литогенеза. Если мы хотим правильно понять эти процессы, мы должны прежде всего их индивидуализи-

¹ Доклад, прочитанный на пленуме Междуведомственного литологического комитета, состоявшегося 22 февраля 1978 г. Печатается в сокращенном виде.

зировать, изучить специфику и особенности каждого в отдельности, поскольку они протекают в резко различных условиях. Поэтому прежде всего необходимо детально выяснить особенности осадконакопления, чтобы далее можно было бы проследить их влияние на процессы последующего минерало- и пороодообразования.

II

Проблемы познания формирования осадочных образований подразделяются на два этапа. Первый из них заключает в себе выяснение общих вопросов возникновения и закономерностей строения осадочных образований, связи осадконакопления с сингенетическим геотектоническим режимом в определенных структурных элементах континентальных и океанских блоков земной коры, т. е. тех вопросов, которые характерны для стадии седиментогенеза. Решение этих вопросов должно основываться на результатах комплексного детального литолого-фациального исследования, включающего изучение гидрогеохимических и гидродинамических особенностей среды накопления осадков в различных ландшафтно-палеогеографических обстановках.

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

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

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

1. Питающие провинции, их типы и влияние на вещественный состав осадков седиментационных бассейнов. Большое значение следует придавать всему комплексу гипергенных процессов, обуславливающих возникновение исходного материала и его последующую транспортировку до конечных водоемов стока.

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

3. Фации, типы ландшафтов и их связь с седиментационными бассейнами и питающими провинциями. Большое значение имеют палеоландшафты, предшествующие формированию осадочных толщ и начальных этапов накопления осадков.

4. Конседиментационный тектонический режим и его значение в формировании самих седиментационных бассейнов и фациальных типов осадков.

5. Климат и его влияние на формирование фациальных типов осадков в различных седиментационных бассейнах.

6. Гидродинамика и ее роль в формировании фациальных типов осадков в различных седиментационных бассейнах. Здесь следует различать общую динамику вод в бассейнах (речных долинах, озерах, морях, океанах и т. п.) и гидродинамику непосредственно в зоне накопления осадков.

7. Газоводные растворы фациальных сред как фактор минерало- и осадконакопления (гидрогеохимия).

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

Познание генезиса осадков — это рассмотрение как элементарных составляющих самих осадков (генетические признаки), так и взаимоотношения различных типов осадков между собой. Именно это позволяет делать выводы об их фациальной природе, освещающей не только динамические, но и ландшафтно-палеогеографические, минералогические, биологические, гидро- и геохимические и другие аспекты накопления осадков. Это есть начальный и обязательный этап литологического исследования, на результатах которого должно основываться решение последующих как частных, так и 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 и носят односторонний характер, не отражают многих деталей природных процессов, поскольку не учитывают все многообразие причин, обуславливающих возникновение тех или иных фациальных типов осадков.

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

Неполнота и сложность детальных реконструкций геологических, палеогеографических и фациальных обстановок довольно отрицательно сказывается на развитии общей теории. Так, например, из-за недостаточно детального комплексного литолого-фациального изучения осадочных образований возникают различного рода «новые» классификации осадков и осадочных пород. К их числу следует отнести классификацию, недавно предложенную Ю. П. Казанским²; по существу она представляет собой комбинацию давно известных схем Л. В. Пустовалова и Н. С. Шатского.

III

Поэтому неслучайно появление определенных тенденций в развитии таких направлений в геологии, которые могли бы в 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. Это учение возникло как прямое следствие развития геологической науки в целом и в настоящее время представляет один из крупных ее обобщающих разделов, позволяющих выяснить закономерности (литологические, тектонические, стратиграфические и др.) образования осадочных отложений и размещения, в них различных полезных ископаемых.

Однако мы не можем сказать, что такое учение с детально разработанной методикой исследования уже создано, хотя 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, литологии и некоторых других отраслях геологии. Каждый исследователь подчинял обоснование и выделение формаций своим специфическим задачам, что естественно приводило к одностороннему и несопоставимому подходу при разработке методики формационного анализа, а следовательно, 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 формаций 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, хотя до генезиса они практически никогда не доходили. Литологи, наоборот, за формации принимали толщи, кажущиеся едиными по литологическому составу, без достаточного учета генезиса и древнего структурного положения и особенностей их геологического развития. В обоих случаях давалась односторонняя, далекая от истинной характеристика выделяемых таким образом формаций.

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

Дальнейшее развитие литологии и других отраслей геологии привело к выводу о том, что познание природных процессов, протекающих при накоплении осадков и образовании пород, может быть осуществлено только в результате комплексного их изучения, при котором формационный анализ должен быть продолжением и углублением фаци-

² Казанский Ю. П. Седиментология. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 294. «Наука», Новосибирск, 1976.

ального анализа с учетом конкретных палеотектонических особенностей строения и развития тех или иных структурных элементов земной коры, как отмечал в свое время Ю. А. Жемчужников. 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.

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

В последнее время В. И. Драгуновым, А. И. Айнемером и В. И. Васильевым сделана попытка, довольно отличная от всех других, поисков «новых» путей для совершенствования формационного анализа. В основу своих построений они положили морфологический (структурно-вещественный) подход, который, по их мнению, должен предшествовать генетическим построениям. В. И. Драгунов и др.³ полагают, что «Парагенерации и геотектонические в дальнейшем могут быть изучены в онтогенетическом, стратиграфическом, тектоническом, минералогическом, палеогеографическом и других разнообразных аспектах» (стр. 149). Окажется, что формации можно и не изучать, а только их выделять! Вряд ли такие формации нужны для чего-либо! Подобный формалистический подход, мало имеющий общего с современной геологической наукой и не отвечающий настоящему уровню ее развития, они предпочитают генетическому, отражающему истоки причин и существо процессов возникновения геологических тел, т. е. формаций, в истории геологического развития земной коры. Вначале нужно комплексно и детально изучить те или иные толщ отложений, отвечающие конкретным седиментационным бассейнам, выяснить их генезис (стадия седиментогенеза), соотношения толщ отложений между собой и с палеотектоническими структурами, а затем уже выделять формации как геологические тела. В этом случае формации будут выступать как конкретные, четко генетически обусловленные геологические тела в своем трехмерном измерении. Только такие тела могут быть в дальнейшем включены в сферу собственно формационного анализа, т. е. сравнительного анализа формаций, для решения общих вопросов строения и развития земной коры и связанных с ними различных типов полезных ископаемых.

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

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

³ В. И. Драгунов и др. Основы анализа осадочных формаций. «Недра», Л., 1974.

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

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

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

5) факторы, определяющие вторичные преобразования геологических формаций (литогенез⁴, выветривание, тектонические деформации, эрозия и другие наложенные факторы). Последняя проблема практически уже относится к выяснению тех процессов, которые характеризуют постседиментационную историю геологических формаций.

IV

Значительно большие трудности представляет разработка теории литогенеза, т. е. второго этапа разработки комплекса проблем, относящихся к познанию формирования осадочных образований. И все же в этом направлении советские литологи достигли больших успехов. Однако в настоящее время многие вопросы требуют доработки, а некоторые должны быть рассмотрены заново. Большая роль в этом отношении должна принадлежать изучению осадков и пород современных океанов и морей, а также континентальных блоков земной коры. Для этих целей прежде всего должны быть использованы материалы советских научно-исследовательских судов и особенно э/с «Гломар Челленджер», с которого дно океанов разбуривается уже на глубины свыше 2000 м. В настоящее время бурением вскрыты осадочные породы до юрского возраста включительно.

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

⁴ Под литогенезом понимается стадия постседиментационного преобразования осадков от диагенеза до регионального метаморфизма включительно.

В числе первоочередных проблем в области литогенеза необходимо считать следующие.

1. Строение породного бассейна и состав осадочных отложений, слагающих впадину.

2. Влияние фациальных обстановок и исходного вещества питающих провинций на процессы литогенетических преобразований осадков и осадочных пород.

3. Гидрогеохимические и гидрогеологические факторы, определяющие развитие процессов литогенеза в бассейнах породообразования; палео-гидрогеология и ее литологические аспекты.

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

5. Закономерности распределения рассеянного и концентрированного органического вещества внутри бассейнов породообразования и его значение в процессах литогенеза.

6. Магматизм и гидротермальная (сингенная и наложенная) деятельность как факторы вторичных преобразований осадков и осадочных пород в бассейнах породообразования.

7. Литогенетическая зональность отложений в бассейнах породообразования разных тектонических областей.

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

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

При изучении океанского минералообразования и его сравнении с минералообразованием на континентах главное внимание должно быть направлено на алюмо-силикатные (вулканиты, глины, цеолиты) и кремнистые породы, а также органическое вещество, дающие максимальную информацию для сравнения процессов океанского и материкового литогенеза.

Проблема катогенеза и метагенеза и их сопряжения с метаморфизмом приобрела новую значимость, причем круг вопросов здесь существенно расширился в связи с современными представлениями о термобарических типах метаморфизма островных дуг и новой проблемой метаморфизма океанического субстрата. В непосредственной связи с этим возникла задача расшифровки особенностей вторичных преобразований магматических пород 2-го и 3-го слоев океанической коры и выяснение их специфики по сравнению с преобразованием основных магматических пород в различных обстановках континентов.

От правильного решения проблем седиментогенеза и литогенеза, а также проблем выделения осадочных формаций как генетически обособленных геологических тел полностью зависит закономерностей распределения кларковых и рудных концентраций различных химических элементов как в отдельных формациях, так и в земной коре в целом. Особое значение здесь приобретает решение вопросов, связанных с локализацией рудных тел в процессе накопления отложений осадочных формаций и их изменения в течение последующей геологической истории с образованием месторождений полезных ископаемых.

При постановке и проведении данных исследований необходимо рассмотрение и выяснение как ряда общих проблем, так и непосредственно связанных с определенными типами полезных ископаемых. К числу этих проблем, которые не охватывают всего комплекса полезных ископаемых, следует отнести следующие.

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

2. Происхождение железорудных докембрийских формаций и глобальные эпохи рудогенеза.

3. Типы угольных месторождений и бассейнов и условия их формирования.

4. Типы металлоносных черных сланцев и условия их образования.

5. Проблема источника фосфора при формировании залежей фосфоритов.

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

7. Закономерности распределения осадочных месторождений в пределах отдельных бассейнов седиментации.

8. Закономерности распределения литогенетических типов полезных ископаемых в бассейнах породообразования.

9. Роль эндогенных и экзогенных факторов в формировании «стратиформенного» оруденения.

10. Эпигенетические месторождения серы, урана, нефти и редких металлов и общее в проблеме их генезиса.

11. Современный рудогенез как генетическая модель древних процессов осадочного и гидротермального рудообразования.

12. Вулканогенно-осадочные руды и критерии их отличия от собственно осадочных руд.

13. Разработка представлений об осадочных металлогенетических провинциях.

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

При постановке и решении всего комплекса проблем, связанных с образованием и размещением месторождений полезных ископаемых, нельзя ограничиваться изучением только их самих. Необходимо изучать весь комплекс вмещающих и сопутствующих полезным ископаемым отложений, т. е. геологические тела (формации), отражающие определенные этапы геологического развития того или иного региона. Только применение всего комплекса наших знаний с применением современных и новейших методов исследований (литологических, геохимических, физико-химических и др.), базирующихся на широкой генетической основе, возможно научно обоснованное решение как теоретических, так и практических задач. Среди последних следует указать на выявление поисковых критериев и разработку планов поисковых и разведочных работ на различные виды полезных ископаемых. К сожалению, следует

отметить, что наука все еще мало используется для этих целей. Не беспредельное увеличение объема буровых и других видов работ должно быть здесь главным; наука должна быть определяющим фактором при планировании поисковых и разведочных работ, а также промышленной оценке месторождений.

VI

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

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

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

К настоящему времени сделано многое на пути к созданию такой теории и ее крупные фрагменты приобрели уже достаточно определенные контуры. Это касается прежде всего общих закономерностей седиментогенеза и раннего литогенеза, т. е. диагенеза, осадков и пород морей континентальных блоков земной коры, преобразований горных пород на разных стадиях катагенеза, метакатагенеза и раннего метаморфизма и разработки учения о формациях и фациальном анализе. В этой сфере советская наука занимает передовые позиции. Однако даже перечисленный круг проблем далеко не полно и равномерно разработан. Еще больше нуждаются в теоретической разработке вопросы собственно континентального (наземного) и особенно океанского седименто- и литогенеза. В последней области за последние десятилетия обнаруживаются все новые и новые неожиданные факты, требующие своего осмысливания и объяснения и возникающие своеобразные научно-методические задачи. Особое значение приобретает постановка комплексных детальных исследований, при которых должны учитываться все

возможные факторы, включая газодонные растворы, подземное тепло и др., в той или иной мере принимающие участие в процессах литогенеза.

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

Для решения этих задач наиболее благоприятными объектами являются, с одной стороны, современные осадки и, с другой стороны, геологически относительно молодые кайнозойские и мезозойские толщи осадочных и вулканогенно-осадочных горных пород как наименее измененные вторичными процессами, более полно сохранившиеся, поддающиеся наиболее уверенной стратиграфической корреляции и выявлению их тектонической позиции, как на континентальных блоках земной коры, так и в океанах и морях. Конечно, поскольку дело касается выяснения закономерностей разных стадий литогенетического изменения горных пород и исторической эволюции этих процессов, совершенно не исключается привлечение в качестве дополнительных объектов для сравнения, более древних образований, включая докембрийские образования.

Поставленная задача имеет два достаточно четко различимых аспекта:

1) сравнительное изучение на фашиально-генетической основе осадочных и вулканогенно-осадочных формаций отдельно осадочного чехла земной коры континентальных блоков и океанов как показателей этапов геологической истории областей их накопления. При этом самостоятельное значение приобретает не только характеристика формаций в целом, но и отдельное сравнительное изучение генетических и фашиальных типов отложений, из которых они складываются и которые свидетельствуют об изменяющейся во времени и пространстве динамике осадочной и вулканогенной аккумуляции.

2) Сравнительный анализ процессов осадконакопления и породообразования в различных обстановках континентов и океанов с целью выявления минералогических особенностей и геохимических закономерностей, присущих разным стадиям их развития.

Этот анализ, являясь необходимой предпосылкой углубленного изучения формаций, в то же время представляет собою задачу, имеющую самостоятельное принципиальное значение как основы построения общей теории седименто- и литогенеза и решения вопросов корреляции геологических явлений.

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

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

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

3) общая схема эволюции седиментационных бассейнов в истории планеты;

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

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

6) глобальная корреляция геологических формаций во времени и пространстве;

7) роль экзогенных и эндогенных факторов в формировании эпох осадочного рудообразования;

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

VII

Мы смогли в кратких чертах познакомиться с главнейшими проблемами современной литологии. Разработка этих проблем и превращение их в новую всеобъемлющую теорию седименто- и литогенеза является главной задачей, стоящей перед советской наукой. В свете изложенного хотелось бы несколько слов сказать о роли и значении Междудементственного литологического комитета в решении этих проблем.

Междудементственный литологический комитет создан при Академии наук СССР совместным решением Академии наук СССР, министерствами геологии СССР, высшего и среднего специального образования СССР, нефтяной промышленности, газовой промышленности и угольной промышленности СССР.

Комитет призван всемерно содействовать развитию наиболее актуальных проблем советской литологической науки с целью познания истории геологического развития земной коры и закономерностей размещения в ней полезных ископаемых.

Междудементственный литологический комитет является консультативным органом и, казалось бы, не может требовать безукоснительного выполнения своих рекомендаций от различных геологических институтов и организаций Академии наук СССР, союзных академий наук, министерств и ведомств. Но он является весьма компетентным органом, в который входят наиболее крупные специалисты в области литологии и осадочной геохимии, мнения которых не безразличны не только для тех организаций, в которых они работают, но и для организаций, которые проводят соответствующего профиля исследования. Члены комитета, особенно члены Бюро комитета, работая в секциях и рабочих группах комитета, должны активно участвовать в дискуссиях, симпозиумах, совещаниях и других разнообразных мероприятиях с целью поисков путей постановки, организации и рационального решения научных проблем, которые бы отвечали не только современному уровню развития литологии и осадочной геохимии, но и создавали бы предпосылки для перспективного их развития.

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

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

Поскольку в настоящее время литологическая наука, как и вся наука в целом, требует дальнейшей углубленной проработки отдельных научных проблем, их частей, целесообразна организация при секциях комитета или междусекционных рабочих групп. Так, например, уже сейчас целесообразно организовать рабочие группы по терминологии, по унификации методов визуального изучения осадочных пород, по классификации осадочных пород, по генетической классификации органического вещества, участвующего в осадочном процессе, по единой комплексной прецизионной обработке фактического материала и т. п. Нам представляется, что это одна из перспективных форм организации и проведения коллективных исследований, которую следует активно внедрять в литологию и осадочную геохимию в нашей стране.

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

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

При разработке поисковых критериев на различные типы полезных ископаемых нельзя ограничиваться только изучением гранулометрических разностей пород. Тот или иной тип полезного ископаемого связан не только с определенным гранулометрическим типом осадка, но главным образом с определенным генезисом отложений, т. е. с фациальным типом осадков, где первый является основной составной частью последнего. Поэтому в настоящее время нельзя говорить о фации песчаников или о фации алеврито-глинистых осадков. Следует говорить, например, о фации аллювиальных песчаников, о фации алеврито-глинистых осадков слабо подвижного прибрежного морского или озерного мелководья и т. п. Из этого следуют настоятельные рекомендации, что любое изучение осадочных отложений необходимо начинать с обязательного применения комплексного детального литолого-фациального анализа.

В настоящее время перед геологической службой страны стоит задача проведения работ по крупномасштабному картированию территории СССР. Если при мелкомасштабном картировании не проводилось специального глубокого изучения состава осадков и пород, то при крупномасштабном картировании литология должна быть поставлена во главу угла. Без детального комплексного литолого-фациального изуче-

ния осадочных образований немислимо создание научно обоснованной крупномасштабной геологической съемки.

В связи с этим встает вопрос о подготовке кадров литологов. Нельзя считать нормальным, когда в стране практически не готовят литологов, нет соответствующих кафедр в университетах, не считая Ленинградского и Ташкентского, где количество выпускников слишком мало. Нет даже кафедры литологии в Московском университете. Вполне очевидно, что это ненормальное положение должно быть как можно скорее ликвидировано; обязательно следует принять срочные меры по организации кафедр литологии в ряде университетов страны, в том числе и в первую очередь в Московском, Киевском, Новосибирском и других ведущих университетах, с целью резкого увеличения выпуска высококвалифицированных литологов.

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

Общепризнанной формой подведения общих итогов являются всесоюзные литологические совещания. В задачу комитета входит разработка рекомендаций и оказание консультативной помощи по проведению тематических и региональных совещаний и школ отделениями и республиканскими комитетами Межведомственного литологического комитета. В 1979 г. состоится XI Всесоюзное литологическое совещание, которое будет посвящено широкому обсуждению главнейших проблем литологии. Это совещание будет заключительным этапом разработки всеобъемлющей программы по литологии на ближайшую и дальнейшую перспективу. Одновременно будут намечены конкретные пути ее реализации.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
21.VIII. 1978

УДК 549.67:551.35(260)

АУТИГЕННЫЕ ЦЕОЛИТЫ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ МИРОВОГО ОКЕАНА

Н. А. ЛИСИЦЫНА, Г. Ю. БУТУЗОВА

В статье рассмотрены закономерности распределения основных аутигенных цеолитов (клиноптилолита и филлипсита) в осадочном чехле Мирового океана. На основе анализа материалов глубоководного бурения по 39 рейсам и с привлечением результатов собственных исследований авторами составлены схемы распространения цеолитов в Мировом океане для голоцена — плейстоцена, миоцена, эоцена и мела.

Установлено, что главным источником для образования филлипсита является тонкодисперсная пирокластика риолит-дацитового ряда, а также базальтовая вулкано- и пирокластика. Основным источником формирования клиноптилолита — реакционноспособный биогенный и вулканогенный кремнезем. Показано, что процессы цеолитообразования в океанических осадках находятся в тесной связи с глобальной эволюцией осадконакопления в Мировом океане и историей вулканизма в мезо-кайнозое.

Типичными аутигенными цеолитами океанических осадков являются, как известно, филлипсит и клиноптилолит. Оба минерала имеют широкое развитие в осадочном чехле океана от голоцена до мела включительно. По данным глубоководного бурения установлена приуроченность филлипсита преимущественно к верхней части разреза от современных отложений до олигоцена, клиноптилолита к более глубоким горизонтам — мелу — эоцену (Peterson et al., 1970, и др.). К настоящему времени накоплен огромный фактический материал по распространению цеолитов в отложениях Мирового океана. Обобщение и систематизация имеющихся данных дает возможность выявить закономерности распределения филлипсита и клиноптилолита в геологическом разрезе, особенности их распространения в осадках и породах разных океанов, определить характерные черты фациальной локализации каждого минерального вида и наметить схему генетической типизации океанических цеолитов. Основой для настоящей работы послужили материалы глубоководного бурения по 39 рейсам (360 станций), а также результаты наших исследований цеолитов в поверхностном слое донных осадков Северной части Тихого океана. В работе учтены данные Института океанологии АН СССР (Скорнякова, Петелин, 1967; Скорнякова и др., 1971), а также данные по распределению филлипсита в пелагических илах Тихого океана (Bonatti, 1963). Использование всех этих материалов позволило составить схемы распространения цеолитов в Мировом океане для голоцена — плейстоцена, миоцена, эоцена и мела.

В голоцен-плейстоценовых осадках господствующим цеолитом является филлипсит. Главная область его распространения — обширная пелагическая зона Тихого океана. Массовое развитие филлипсита наблюдается в эвпелагических красных глинах глубоководных котловин с минимальными скоростями осадконакопления — 1—3 мм и меньше

1 мм в тыс. лет (фиг. 1). Минерал ассоциирует с Fe—Mn конкрециями и микроконкрециями, а также с баритом, т. е. с типичными аутигенными образованиями пелагической зоны океана. Содержание филлипсита достигает здесь 50% осадка и более. Минерал присутствует в виде отдельных кристаллов размером от 0,01 до 0,1, максимально до 0,2 мм, а также в виде двойников и сростков. Реже он встречается и в более тонких фракциях осадков. Филлипсит образует скопления неправильной формы, гнезда и линзы, неравномерно распределенные в массе ила, а также инкрустирует стенки пустот и пор. Как было показано ранее, источником для образования филлипсита является тонкодисперсная пирокластика риолит-дацитового ряда (Лисицына, Бутузова, 1976). Филлипсит развит также в областях подводных поднятий с низкими скоростями осадконакопления, где он образуется при изменении основной вулкано- и пирокластической и встречается в ассоциации с палагонитом (Скорнякова, Петелин, 1967). Для этих областей характерно также присутствие в осадках филлипсита, переотложенного из гидротермально измененных океанических базальтов. Переотложенный филлипсит образует крупные сростки кристаллов, а также сферолиты радиально-лучистого строения.

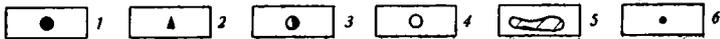
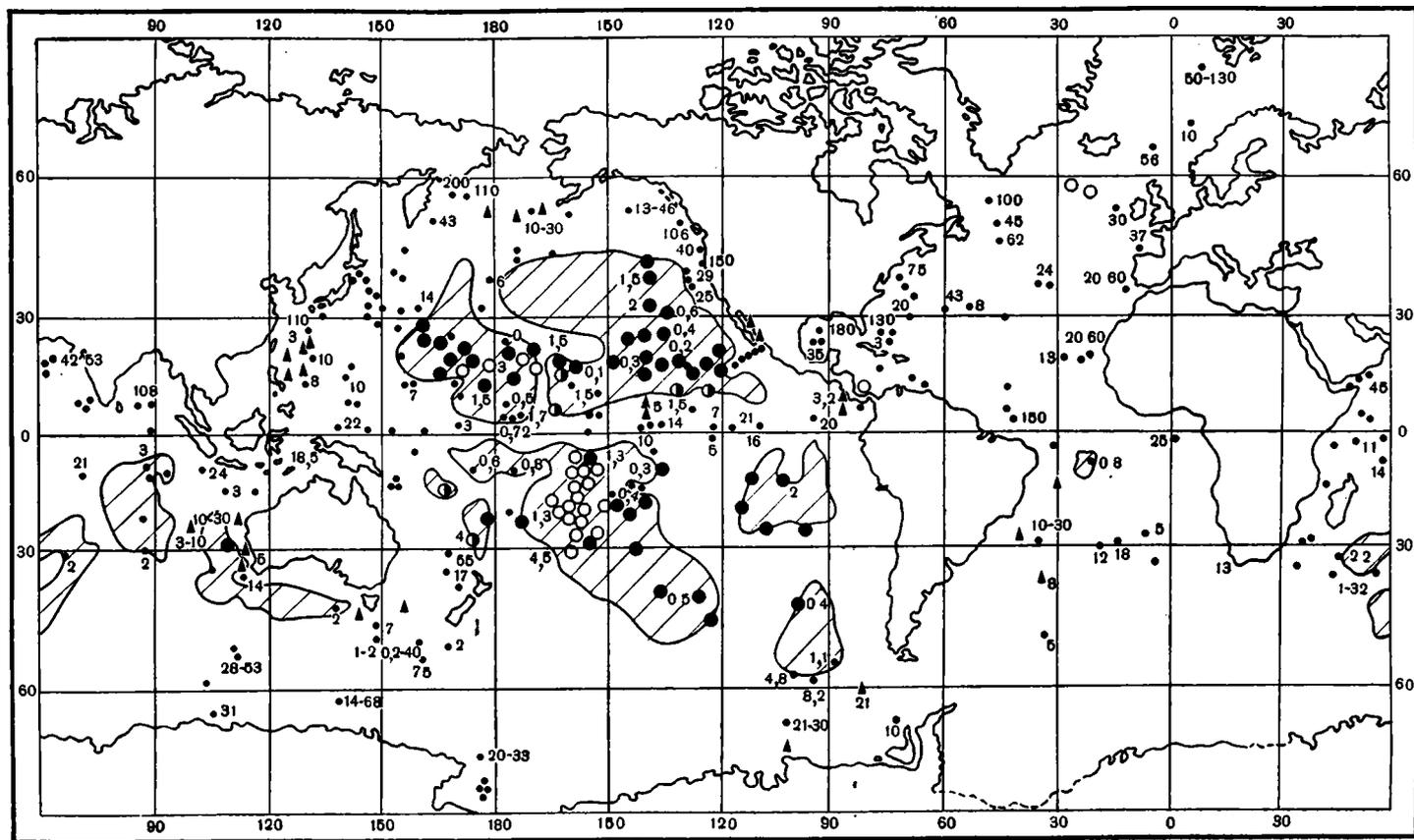
В Индийском океане площади развития красных глин с низкими скоростями осадконакопления ограничены и места нахождения филлипсита единичны. В Атлантическом океане филлипсит практически не встречается. Типичные красные глины в Атлантике отсутствуют, поскольку скорости осадконакопления здесь значительно выше, чем в двух других океанах (Лисицын, 1974, 1978).

Клиноптилолит в голоцен-плейстоценовых осадках всех трех океанов имеет крайне ограниченное распространение. Он встречается главным образом в периферической части океанических бассейнов, где скорости осадконакопления составляют 3—10 мм и более в тыс. лет. Этот минерал развит в более широком спектре осадков: в терригенно-глинистых, биогенных — карбонатных и кремнистых илах, которые часто, но не всегда содержат примесь пеплового материала. Содержание клиноптилолита, как правило, невелико и составляет доли или единицы процентов. Минерал присутствует в осадках в виде рассеянных кристаллов в пелитовой, реже субколлоидной фракции, где содержание его определяется рентгеновскими методами.

В плиоцене сохраняются общие закономерности распространения и особенности фациальной локализации филлипсита и клиноптилолита, выявленные для голоцен-плейстоценовых осадков. Отмечается, однако, относительное увеличение содержания клиноптилолита в осадках Тихого и Индийского океанов. В Атлантическом океане по-прежнему развит практически один клиноптилолит, содержания которого несколько возрастают.

В миоценовых, как и в более молодых осадках, филлипсит имеет широкое распространение прежде всего в Тихом океане, где он также приурочен к областям низких скоростей осадконакопления (фиг. 2). Этот цеолит присутствует, как правило, в глубоководных красных глинах и составляет местами до 50% осадка. В Индийском океане филлипсит встречается значительно реже и связан также преимущественно с глубоководными красными глинами. В Атлантическом океане он встречается в единичных станциях (станции 10 и 150).

Клиноптилолит в миоценовых осадках Тихого океана распространен шире, чем в более молодых. Заметно увеличивается как число мест его нахождения, так и содержание минерала в осадках, которое колеблется от 1—5 до 15—17 и даже до 35%. Клиноптилолит преимущественно мелкокристаллический и обогащает тонкие фракции осадка. Как и в голоцене — плейстоцене он тяготеет к периферической зоне бассейна и ассоциирует с отложениями разного состава от глинистых и алеври-



тисто-глинистых до биогенных карбонатных и кремнистых осадков и пород, в ряде случаев обогащенных пепловым материалом.

Клиноптилолит в Индийском океане распространен ограниченно и приурочен к глинисто-карбонатным и глинисто-кремнистым осадкам, скорости накопления которых составляют 3—14 мм в тыс. лет (станции 236, 238, 267). В Атлантическом океане клиноптилолит имеет более широкое распространение, тяготеет к периферической части бассейна и ассоциирует с отложениями разного состава (алевроитовые глины, мергели, кокколитоовые илы, часто с примесью пеплов).

В олигоцене принципиальная схема распространения и фацальной локализации цеолитов практически не меняется по сравнению с миоценом. Наблюдается лишь несколько более широкое распространение клиноптилолита по площади.

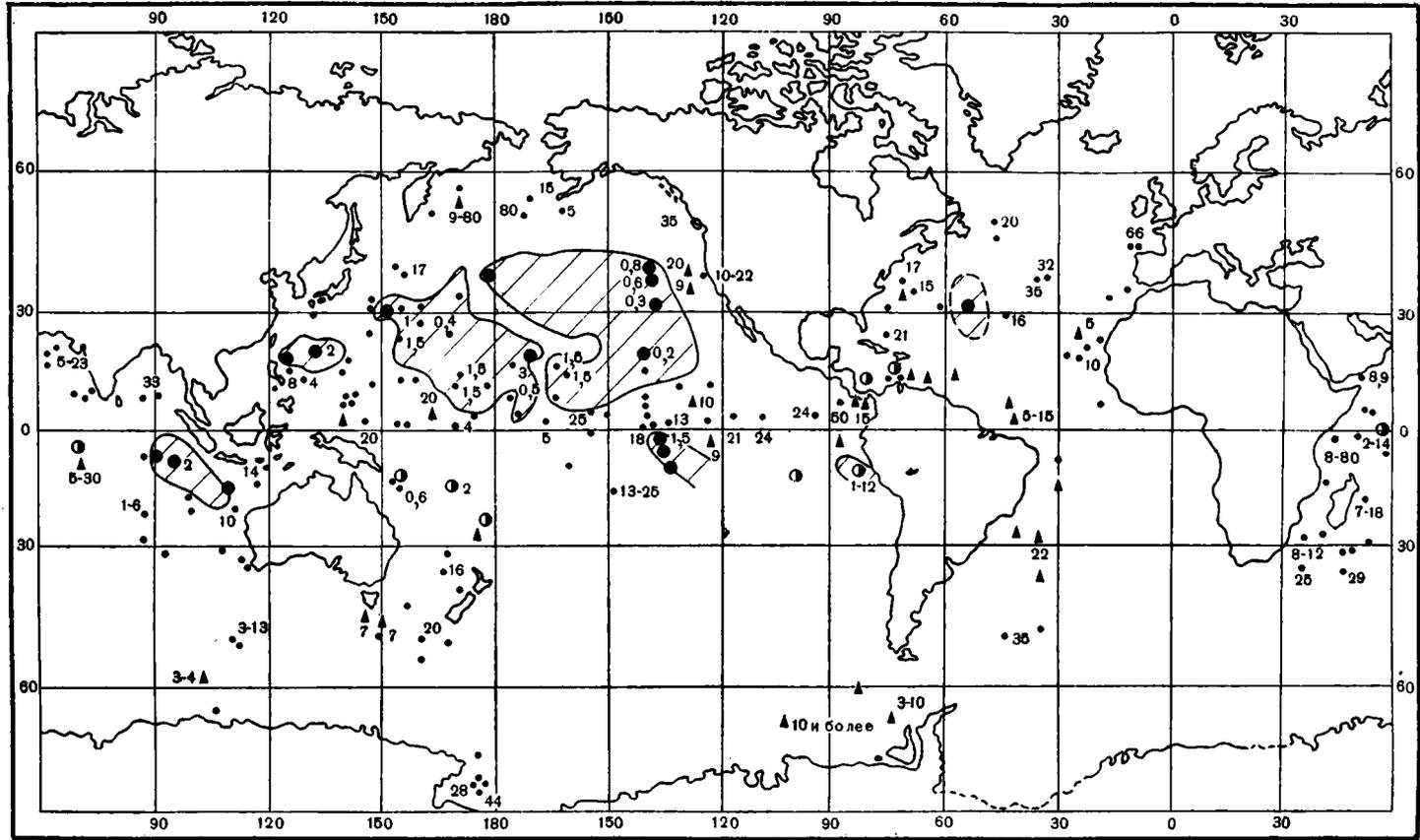
В более древних породах Мирового океана в эоцене и мелу заметно увеличиваются масштабы цеолитообразования, и господствующим цеолитом становится клиноптилолит. Он имеет широкое распространение как в пелагической зоне, так и в периферической части океанических бассейнов (фиг. 3, 4). Содержания минерала колеблются от долей процента до 70% и часто составляют 30—40% породы. Минерал приурочен к широкому комплексу пород разного вещественного и гранулометрического состава. Это песчанистые и алевритистые глины и аргиллиты, глинистые алевролиты и конгломераты, глинисто-кокколитоовые и кокколитоовые илы, мергели, мел (chalk) часто с прослоями кремней, примесь пепла и вулканокластики, кремнистые глины и диатомиты и др. Наиболее обычными вмещающими породами являются глинисто-кокколитоовые илы и мел с прослоями кремней. Типичной для клиноптилолита является его ассоциация с опалом и кристобалитом. Клиноптилолит ассоциирует также с глауконитом и пиритом — аутигенными образованиями периферической зоны океана. Однако распространение клиноптилолита в мелу и эоцене не ограничивается краевыми частями океанических бассейнов. Он развит также и в пелагиали.

Схемы распространения цеолитов в осадках Мирового океана, составленные в результате систематического анализа всех имеющихся данных глубоководного бурения, подтверждают ранее намеченную глобальную стратификацию разных цеолитов в осадочной толще от мела до современных включительно (Peterson et al., 1970; Sharou, Stonecipher, 1976; Nathan, Flexer, 1977). Филлипсит распространен от голоцена до олигоцена, наиболее широко в голоцене — плейстоцене и плиоцене. Клиноптилолит является господствующим цеолитом в эоценовых и верхнемеловых породах. Область массового распространения филлипсита — пелагическая зона океана, в пределах которой он приурочен к площадям самых низких скоростей седиментации с развитыми в них тонкими глубоководными красными глинами. Клиноптилолит развит на площадях с более высокими скоростями седиментации, причем в мелу и эоцене область его распространения включает как периферическую, так и пелагическую зоны океана. В позднем кайнозое клиноптилолит встречается в небольших количествах и преимущественно в краевых частях океанических бассейнов.

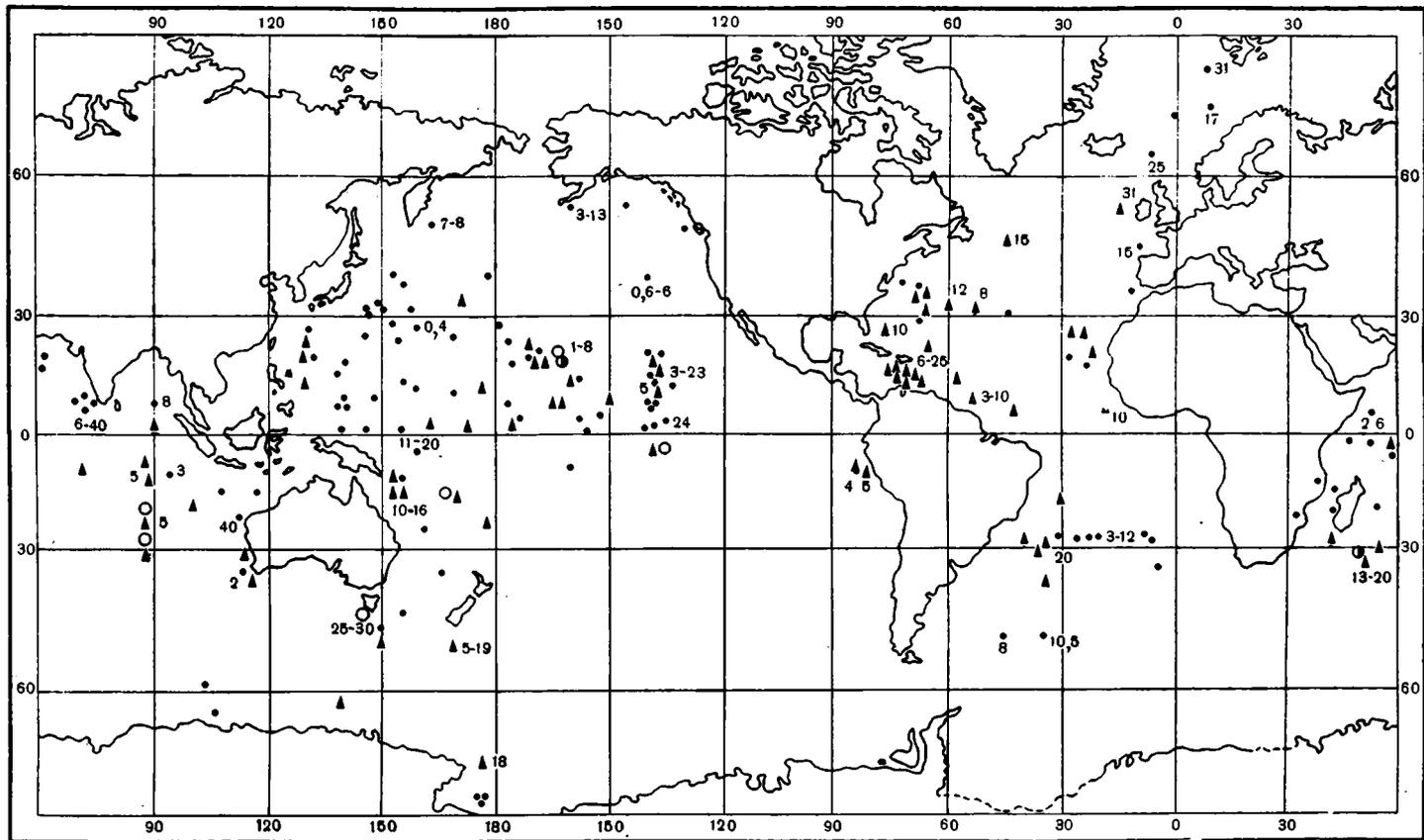
Для самой общей оценки масштабов цеолитизации и соотношений основных океанических цеолитов на разных стратиграфических уровнях

Фиг. 1. Схема распространения цеолитов в голоцен-плейстоценовых отложениях Мирового океана

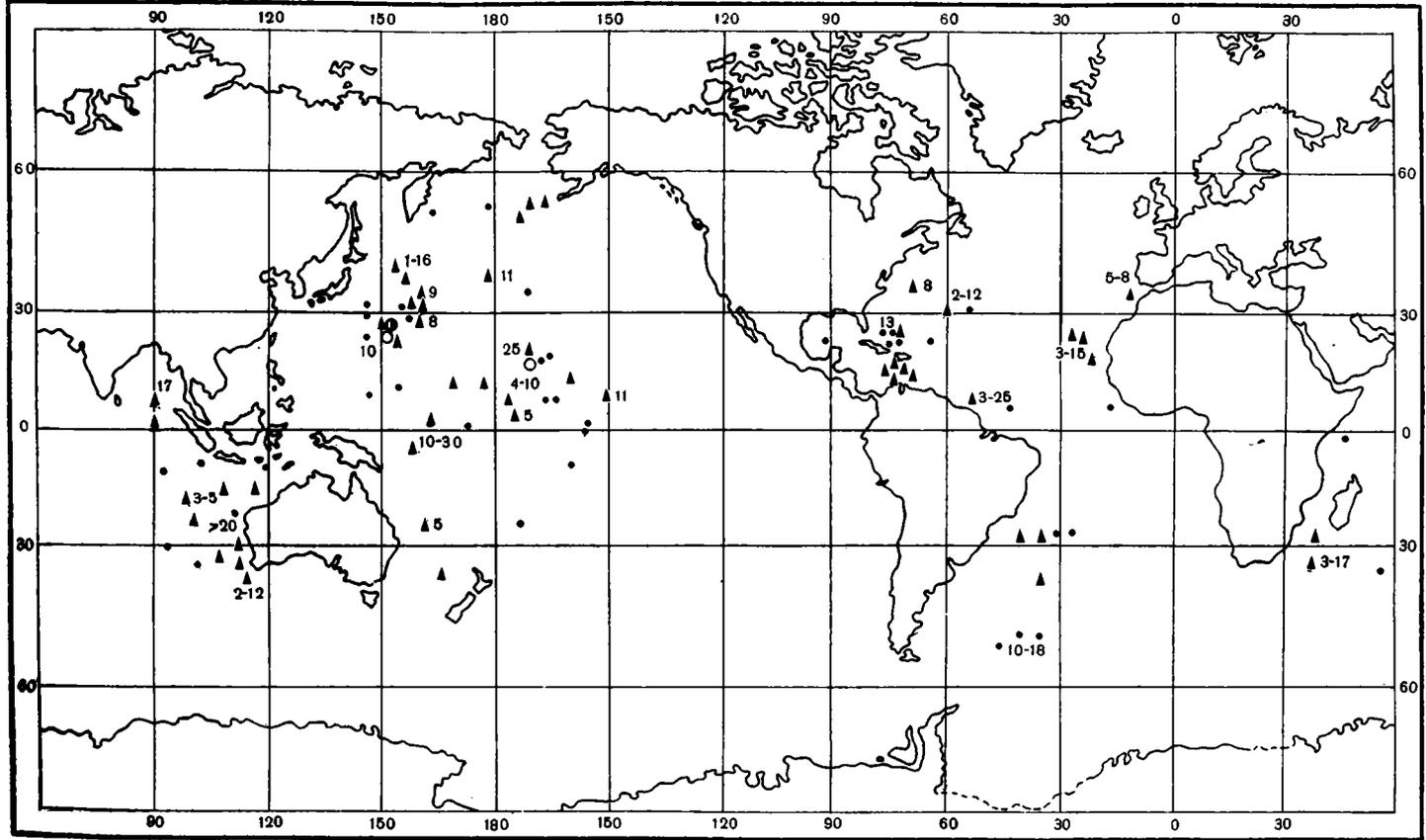
1 — филлипсит, 2 — клиноптилолит, 3 — филлипсит + клиноптилолит, 4 — филлипсит по продуктам базальтового вулканизма, 5 — границы площадей с минимальными скоростями осадконакопления, 6 — скорости осадконакопления, 1 мм в тыс. лет



Фиг. 2. Схема распространения цеолитов в миоценовых отложениях Мирового океана.
Усл. обозн. см. фиг. 1



Фиг. 3. Схема распространения цеолитов в эоценовых отложениях
Мирового океана. Усл. обозн. см. фиг. 1



Фиг. 4. Схема распространения цеолитов в меловых отложениях Мирового океана. Усл. обозн. см. фиг. 1

нами, по данным глубоководного бурения, было подсчитано общее количество станций с цеолитами для всех трех океанических бассейнов, а также количество станций отдельно для филлипсита и клиноптилолита. Результаты представлены на графиках фиг. 5, 6.

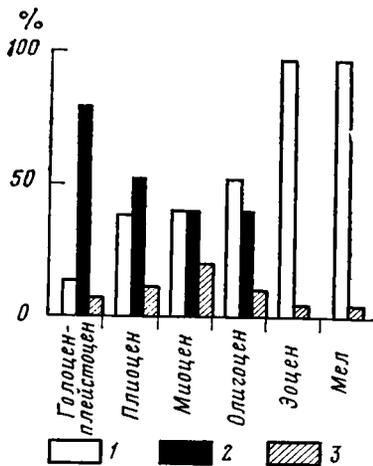
Изменение соотношений филлипсита и клиноптилолита разных возрастных интервалов показано на примере Тихого океана, для которого имеются наиболее полные данные (фиг. 5). На графике отчетливо видно, что число колонок с филлипситом в самых молодых осадках голоцена — плейстоцена максимально и составляет 80% от общего количества станций с цеолитами. При этом преобладающие содержания минерала в осадке составляют 30—50% и достигают местами 70—80%. Число колонок с клиноптилолитом для этого отрезка времени минимально и составляет немногим более 10%. Содержание этого минерала, как правило, измеряется долями процента и редко превышает 1—2%.

В немногих колонках (менее 10%) присутствуют оба цеолита, причем, как правило, преобладает филлипсит. В плиоцене количество станций с филлипситом сокращается по сравнению с плейстоценом до 52%, а в миоцене до 40% при таких же высоких содержаниях минерала в осадке. Число станций с клиноптилолитом возрастает до 40%, при этом несколько увеличивается содержание минерала в осадках до 2—3, редко 5—7%. В олигоцене число мест нахождения филлипсита не меняется (40% станций), однако содержание минерала в осадке заметно сокращается и составляет, как правило, не более 10—20%. Здесь продолжается рост числа станций с клиноптилолитом (до 50%), возрастают также содержания минерала до 5—10, иногда до 15% осадка.

Резкая перестройка соотношений клиноптилолита и филлипсита происходит в эоцене и мелу. Количество станций с филлипситом уменьшается практически до почти полного исчезновения, причем филлипсит встречается совместно с клиноптилолитом и в небольших количествах локализуется в отдельных тонких прослоях. Число станций, содержащих оба минерала, не превышает 5%. Господствующим минералом в эоцене и мелу является клиноптилолит. 95% всех колонок с цеолитами содержат только этот минерал, причем содержания его составляют 20—40% и более, максимально до 80% осадка.

В Атлантическом океане в голоцен-плейстоценовых осадках цеолиты развиты крайне ограниченно. Клинноптилолит в небольших количествах (первые проценты) обнаружен всего в трех станциях (336, 355 и 358), филлипсит также присутствует в единичных точках как продукт изменения базальтов. В осадках плиоцена, миоцена и олигоцена клиноптилолит встречается чаще, но содержания его обычно не превышают 10% и лишь в единичных случаях возрастают до 30%. Филлипсит крайне редок, как правило, переотложен, либо встречается в связи с продуктами изменения базальтов.

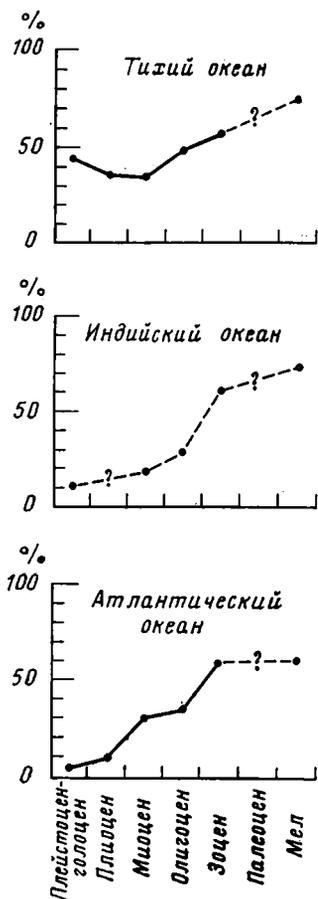
В эоцене и мелу, как и в Тихом океане, наблюдается резкое расширение площадей распространения и рост содержаний клиноптилолита, которые колеблются в широких пределах от единиц до 40% и достигают местами 70% осадка.



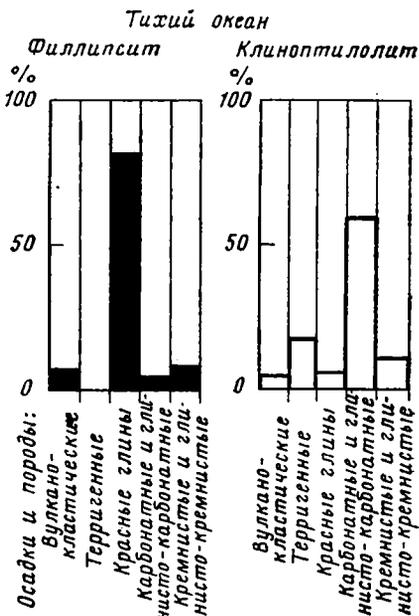
Фиг. 5. Количественные соотношения филлипсита и клиноптилолита в осадочной толще Тихого океана

1 — клиноптилолит, 2 — филлипсит, 3 — филлипсит + клиноптилолит

В Индийском океане цеолиты в постэоценовых осадках встречаются лишь в немногих точках, причем преобладающим цеолитом является филлипсит. Его содержания местами довольно значительны и достигают 20—30%. Клиноптилолит встречается в единичных станциях в виде следов, редко в количестве 1—2%. В эоцене и мелу практически развит только клиноптилолит, который имеет широкое распространение и достигает 30—40% осадка.



Фиг. 6



Фиг. 7

Фиг. 6. Изменение масштабов океанского цеолитообразования во времени

Фиг. 7. Содержание филлипсита и клиноптилолита в отложениях разного состава осадочной толщи Тихого океана

Об изменении масштабов цеолитизации во времени можно судить по данным, которые представлены на фиг. 6. Для каждого стратиграфического уровня здесь показано количество станций с цеолитами в процентах от общего количества станций. По этим данным во всех океанах прослеживается закономерное увеличение масштабов цеолитообразования от голоцена — плейстоцена до мела. Наиболее резко этот рост проявляется в эоцене и мелу, где количество колонок с цеолитами составляет 60—74% от общего количества изученных станций. Необходимо отметить увеличение количества станций с цеолитами (филлипситом) в голоцен-плейстоценовых осадках Тихого океана. Причины увеличения масштабов цеолитообразования в Тихом океане в четвертичное время будут рассмотрены ниже.

Количественные данные по распределению цеолитов в осадочной толще Мирового океана показывают, что во всех океанических бассейнах процессы цеолитообразования максимально проявлялись в мелу и

эоцене, причем господствующим минералом в этом временном интервале являлся клиноптилолит. Заметное развитие филлипсита наблюдается начиная с олигоцена — миоцена и максимально проявляется в голоцен-плейстоценовых осадках Тихого океана. В Индийском океане по сравнению с Тихим в постэоценовых осадках сокращается общее количество цеолитов, однако преобладающим минералом остается филлипсит. В Атлантическом океане в верхнечетвертичных осадках филлипсит практически отсутствует, а клиноптилолит имеет ограниченное развитие.

Для выяснения причин эволюции цеолитообразования во времени и наблюдаемых различий этого процесса в различных океанических бассейнах необходимо рассмотреть состав вмещающих пород, фаціальную приуроченность цеолитов и главные факторы, контролирующие процесс цеолитообразования.

В ряде работ, посвященных изучению океанических цеолитов, показана связь филлипсита и клиноптилолита с определенными типами донных отложений океана (Bonatti, 1963, 1965; Stonecipher, 1976; Nathan, Flexer, 1977; McCoy et al., 1977). Филлипсит, как правило, приурочен к глубоководным красным глинам, тогда как клиноптилолит распространен в различных вещественно-генетических типах осадков и пород (терригенных, вулканогенных, биогенных).

Для решения генетических вопросов цеолитообразования важно количественно оценить закономерности распределения обоих цеолитов в различных типах донных осадков и пород. С этой целью были статистически обработаны материалы глубоководного бурения по 360 станциям. Наиболее представительные данные получены для Тихого океана, где пробурено максимальное количество станций. Результаты выполненных подсчетов показаны на фиг. 7. Из графиков видно, что основная масса филлипсита (80% станций) приурочена к красным глинам. Филлипсит встречается также в вулканокластических осадках (менее 10%) и в биогенных, преимущественно карбонатных и глинисто-карбонатно-кремнистых илах (порядка 10%). Распределение клиноптилолита в разных типах осадков существенно иное. Максимальные его количества (60%) связаны с карбонатными и глинисто-карбонатными отложениями (кокколито-фораминиферовые илы, мергели, мел, известняки, часто содержащие примесь кремнезема, линзы и прослой кремней). В меньшей степени клиноптилолит встречается в терригенных илах (около 20% станций), кремнистых и глинисто-кремнистых осадках и породах (около 10%), а также в вулканокластических осадках и красных глинах (в сумме порядка 10% станций).

Как было отмечено ранее, филлипсит, как правило, ассоциирует с Fe—Mn микроконкрециями и баритом, а типичной для клиноптилолита является его ассоциация с опалом, кристобалитом и кальцитом, а также с глауконитом, пиритом, сидеритом. Отмечается частый парагенез клиноптилолита с палыгорскитом и сепиолитом. Таким образом, можно говорить о филлипситовом минеральном парагенезе и отличном от него клиноптилолитовом.

Что же является источником для формирования филлипсита и клиноптилолита в океанических осадках?

Известно, что филлипсит широко распространен в эвпелагических красных глинах глубоководных котловин, содержащих значительные количества тонкодисперсной пирокластики риолит-дацитового ряда. Поскольку глинистая составляющая осадков, вмещающих филлипсит, не принимает активного участия в цеолитообразовании, естественно считать, что именно тонкодисперсные продукты эксплозивного андезитового вулканизма (стекла риолит-дацитового состава) являются главным источником алюмосиликатного материала для образования филлипсита глубоководных котловин (Лисицына, Бутузова, 1976). В облас-

тях подводных поднятий с характерными для них проявлениями основного вулканизма филлипсит образуется за счет изменения базальтовой пиро- и вулканокластики (Bonatti, 1963; Скорнякова и др., 1971; Лисицына, Бутузова, 1976, 1977, и др.). С районами подводных поднятий связаны также обломочные филлипситы, переотложенные из гидротермально измененных базальтов океанического дна (Andrews, 1976; Scarfe, Smith, 1977, и др.). Таким образом, филлипсит является типичным диагенетическим минералом пелагической зоны океана и в зависимости от исходного материала подразделяется на три генетических типа: 1) океанический филлипсит глубоководных котловин, образованный за счет диагенетических преобразований андезитовой лирокластики, 2) филлипсит подводных поднятий, формирующийся при палагонитизации и разложении продуктов базальтового вулканизма, 3) филлипсит, переотложенный из гидротермально измененных базальтов.

Клиноптилолит, распространенный в разных типах океанических осадков, как глубоководных, так и относительно мелководных, по мнению большинства исследователей, образуется в условиях избытка кремнезема, накапливающегося в осадках в составе биогенного, вулканогенного и в меньшей степени терригенного материала. Реакционно-способный кремнезем является главным источником для образования высококремнистого цеолита — клиноптилолита. Некоторым подтверждением активного участия кремнезема в формировании клиноптилолита может служить часто наблюдаемая отрицательная корреляция этого минерала с содержащимися в осадках опалом и кристобалитом (Okada, Tomita, 1973; Nathan, Flexer, 1977). Известно, что кремнезем легко реагирует с растворенным алюминием даже при низких его концентрациях в морских и иловых водах (Wiley, 1975).

Выявленная для океанических осадков преимущественная приуроченность клиноптилолита к карбонатным, терригенно-карбонатным и кремнисто-карбонатным осадкам отмечалась также для континентальных бассейнов главным образом мела и эоцена (Шуменко, 1962; Sassi, Yacob, 1972; Nathan, Flexer, 1977, и др.). В условиях карбонатонакопления при высоких концентрациях карбонатного иона в иловых растворах активизируется процесс перехода кремнезема в реакционноспособную форму (Lancelot, 1973).

ВЫВОДЫ

Два основных цеолита океанических осадков — филлипсит и клиноптилолит — являются аутигенными диагенетическими образованиями. Распределение их в осадочной толще Мирового океана строго закономерно: главная масса филлипсита приурочена к верхней части толщи, а именно к осадкам голоцена — плейстоцена. Этот временной интервал можно рассматривать как преимущественно филлипситовый. Клиноптилолит — господствующий минерал в породах эоцена и мела. Это клиноптилолитовый этап цеолитообразования в Мировом океане. В олигоцене и миоцене относительно широко развиты оба цеолита.

Филлипсит является типичным аутигенным минералом пелагической зоны океана и образуется в условиях минимальных скоростей осадконакопления. Образование клиноптилолита происходит как в глубоководных, так и в мелководных областях по периферии и в пелагиали океанов. Он образуется при более высоких скоростях седиментации.

Фациальная локализация и парагенезы сопутствующих минералов для разных цеолитов различны. Филлипсит, как правило, приурочен к глубоководным красным глинам разного минералогического состава и ассоциирует с Fe—Mn конкрециями, баритом, вулканическим стеклом (преимущественно тонкодисперсная фаза), костным фосфатом и зубами акул. Вмещающие клиноптилолит осадки разнообразны по составу и

меняются от терригенных и вулканотерригенных песчано-алевритистоглинистых илов до биогенных, карбонатных, кремнисто-карбонатных и кремнистых. Характерной для клиноптилолита является ассоциация с кальцитом, опалом и кристобалитом, а также с пиритом, глауконитом, сидеритом. Следует отметить также частую ассоциацию клиноптилолита с такими глинистыми минералами, как палыгорскит и сепиолит.

Как было показано, главным источником для образования филлипсита является тонкодисперсная пирокластическая риолит-дацитового ряда, а также базальтовая вулканокластическая и пеплы основного состава. Основным источником формирования клиноптилолита — реакционноспособный кремнезем (биогенный и вулканогенный).

Что же является причиной глобальной вертикальной стратификации океанических цеолитов? Одной из причин, обсуждаемых в литературе, считается постепенное исчезновение кристаллов вновь образованного филлипсита с течением времени. Следы их растворения с глубиной отмечают некоторые авторы (Stonecipher, 1976, и др.). Высказано также предположение о возможном переходе филлипсита в клиноптилолит в процессе постседиментационного преобразования осадка (Couture, 1976, и др.). Предполагается, что этот процесс постепенно приводит к исчезновению филлипсита и замене его клиноптилолитом.

Разная фаціальная приуроченность филлипсита и клиноптилолита, наблюдаемая во всей осадочной толще океана от мела до голоцена, тот факт, что оба цеолита образуются в условиях разных скоростей седиментации и имеют разные источники первичного материала, и, наконец, закономерное изменение масштабов цеолитизации во времени показывают, что переход филлипсита в клиноптилолит не может определять глобальную вертикальную стратификацию океанических цеолитов.

Как показал анализ всех имеющихся данных, одной из главных причин наблюдаемой стратификации является эволюция осадконакопления в океанических бассейнах во времени. Так, в мелу и эоцене области экстремально низких скоростей седиментации, необходимые для массового развития филлипсита, были крайне ограничены или практически отсутствовали, океаны были менее глубоководными. Акватория Атлантического океана была значительно меньше. С увеличением акватории океанов и развитием в них пелагических красных глин создавались условия, благоприятные для формирования филлипсита. Они максимально реализовались в Тихом океане в голоцен-плейстоценовое время.

Вторая причина глобального значения — изменение во времени источников исходного материала для образования обоих цеолитов. В работах многих авторов (Worzel, 1959; Horn et al., 1969; Kennet, Thunell, 1975; Левитан, Лисицын, 1978) рассмотрена история вулканизма в мезозое — кайнозое и ее отражение в океанском осадконакоплении. Эти авторы показали, что максимальная интенсивность эксплозивного андезитового вулканизма имела место в последние два миллиона лет, т. е. в плейстоцене и верхнем плиоцене. Именно с этим этапом совпадает массовое развитие филлипсита в Мировом океане.

Широкое развитие клиноптилолита, наблюдаемое в мелу и эоцене, соответствует эпохам интенсивного кремнезема в Мировом океане. Причины усиленного поступления кремнезема в океан в этот период времени одни авторы связывают с вулканической деятельностью (Venkatarathnam, Biscaye, 1973), другие ведущим фактором считают изменения климата (Millot, 1964; Leclaire, 1974; Nathan and Flexer, 1977).

Таким образом, процессы цеолитообразования в океанических осадках находятся в тесной связи с глобальной эволюцией Мирового океана.

ЛИТЕРАТУРА

- Левитан М. А., Лисицын А. П.* Распространение пепловых прослоев в осадочном чехле Тихого океана. Докл. АН СССР, 1978, т. 24, № 4.
- Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М., «Наука», 1974.
- Лисицын А. П.* Процессы океанской седиментации.— В сб.: Литология и геохимия. М., «Наука», 1978.
- Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.* Цеолиты в осадках литологического профиля через Тихий океан.— Литол. и полезн. ископаемые, 1976, № 2.
- Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.* К вопросу о генезисе океанических цеолитов.— В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977.
- Скорнякова Н. С., Петелин В. П.* Осадки центрального района южной части Тихого океана. Океанология, 1967, т. VIII, № 6.
- Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Горбунова З. Н., Зенкевич Н. Л.* О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Шуменко С. И.* Разновидности аутигенного осадочного гейландита в верхнемеловых отложениях Украины. Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 6.
- Andrews A. I.* Low temperature fluid alteration of oceanic layer 2 basalts. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Proj, 1976, v. XXXVII.
- Bonatti E.* Zeolites in Pacific pelagic sediments. Transact. New York Acad. Sci. 1963, ser. II, v. 25, No. 8.
- Bonatti E.* Palagonite, hyaloclastites and alteration of volcanic glass in the ocean.— Bull. Volcanologique, 1965, v. XXVIII.
- Couture R. A.* Composition and origin of palygorskite-rich and montmorillonite-rich zeolite-containing Sediments from the Pacific ocean.— Chem. Geol., 1977, 19.
- Horn D. R., Delach M. W., Horn B. M.* Distribution of volcanic ash layers and turbidites in the North Pacific. Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, v. 80, No. 9.
- Kennet J. P. and Thunell R. C.* Global increase in quaternary explosive volcanism.— Science, 1975, v. 187, No. 4176.
- Lancelot Y.* Chert and silica diagenesis in sediments from the central Pacific. In: E. L. Winterer, J. I. Ewing et al. (Editors) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Proj. v. XVII.
- Leclaire L.* Hypothese sur l'origine des silicifications dans les grands bassins oceaniques. Le rôle des climats hydrolisants.— Bull. Soc. Geol., v. 7, 1974.
- Milloy G.* Geologie des argiles. Paris, 1964.
- McCoy F. M., Zimmerman H., Krinsley D.* Zeolites in south Atlantic Deep Sea sediments. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Proj. 1977, v. XXXIX.
- Nathan L., Flexer A.* Clinoptilolite paragenesis and stratigraphy.— Sedimentology, 1977, v. 24, No. 6.
- Okada H., Tomita K.* Clay mineralogy of the deep-sea sediments in the North-Western Pacific. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Proj. 1973, v. XX.
- Peterson M. N. A., Edgar N. T., Von der Borch, Rex R. W.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Proj., 1970, v. II.
- Sassi S., Jacob C.* Decouverte de clinoptilolite dans le bassin phosphate de Metlaoui (Tunisie). Cr. Publ. Seance. Acad. Sci. Paris, 1972, 244.
- Scarfe C. M., Smith D. G. W.* Secondary minerals in some basaltic rocks from D. S. D. P., v. XXXVII.— Canad. J. Earth Sci. D. S. D. P., v. XXXVII, 1977, v. 14, No. 4 (part. 2).
- Stonecipher. Sh. A.* Origin, distribution and diagenesis of phillipsite and clinoptilolite in deep-sea sediments. Chem., Geol., 1976, v. 17, No. 4.
- Venkatarathnam K., Biscaye P. E.* Deep-sea zeolites: variations in space and time in the sediments of the Indian ocean.— Marine Geol., 1973, v. 15.
- Wiley J. D.* Silica-alumina interactions in sea-water.— Mar. Chem., 1975, v. 3.
- Worzel I. L.* Extensive deep-sea sub-bottom reflections identified as white ash.— Proc. Nat. Acad. Sci. USA, 1959, v. 45, No. 3.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
18.V.1978

УДК 549.623.83(267)

СЕПИОЛИТЫ И ПАЛЫГОРСКИТЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

**Н. С. СКОРНЯКОВА, В. Б. КУРНОСОВ, В. Н. СВАЛЬНОВ,
Н. В. ТУРАНСКАЯ, Н. Ю. ЦЕИТЛИН, А. Я. ШЕВЧЕНКО**

В зонах разломов Восточно-Индийского хребта и прилегающих участков ложа океана встречены почти мономинеральные сепиолитовые и палыгорскитовые глины. Они изучены комплексом оптических и физических методов. Формирование аутигенных сепиолитов и палыгорскитов происходило под действием богатых Mg и Si гидротермальных растворов путем метасоматического замещения монтмориллонитовых глин или осаждением из насыщенных растворов в трещинах разнообразных пород.

За последние годы глубоководным бурением и драгировками в океане установлено довольно широкое распространение минералов палыгорскит-сепиолитового ряда. Аутигенные палыгорскиты, реже сепиолиты, образуют прослои, линзы, прожилки в осадках, иногда являются основными компонентами в осадочных толщах значительной мощности (Hathaway, Sachs, 1965; Bonatti, Joensuu, 1968; Peterson et al., 1970; Von Rad, Rosch, 1972; Ломова, 1975_{а, б}, и др.). Глины, обогащенные палыгорскитом в ассоциации с монтмориллонитом и клиноптилолитом, известны в породах от мела до эоцена и в Индийском океане (Venkatarathnam, 1974, и др.).

В 54-м и 58-м рейсах НИС «Витязь» трубками, драгами и тралами были обнаружены почти мономинеральные сепиолитовые и палыгорскитовые глины в зонах разломов Восточно-Индийского хребта и его предгорий, Западно-Австралийской котловины.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы сепиолитов, палыгорскитов и вмещающих пород исследовались комплексом методов: оптическим, химическим, рентгеновским, электронно-микроскопическим, ИК-спектроскопией и термовесовым.

Макро- и микроскопическое описание образцов, их изучение в сканирующем электронном микроскопе (JSM-U3) и химические анализы выполнены в Институте океанологии АН СССР. Рентгенография, электронография, электронная микроскопия и ИК-спектроскопия сделаны в Дальневосточном геологическом институте ДВНЦ АН СССР. Часть рентгеновских исследований была проведена в Институте океанологии. Дифференциально-термические кривые и кривые потери веса получены на дериватографе в Геологическом институте АН СССР.

Рентгеновский анализ ориентированных препаратов (в воздушно-сухом состоянии, насыщенных этиленгликолем и прокаленных последовательно по 5 час. при 300, 400, 500 и 600° С) проведен на дифрактометре ДРОН-1,5 с CuK_α -излучением, Ni-фильтром, при 40 kv и 22 ma. Щели 0,5 : 1; 1 : 0,5 мм. Порошкограммы получены на УРС-60 с FeK_α -излучением. Электронно-микроскопические снимки получены на микроскопе ЭУМВ-100В, электронография выполнена на электронографе ЭГ-100

при напряжении 100 *kv*. Инфракрасную спектроскопию образцов провел Г. А. Нарнов на спектрометре UR-20 с таблеток, приготовленных прессованием смеси образца и КВг в соотношении 1 : 300. Силикатные анализы сделаны на рентгеноспектральном флуоресцентном приборе VRA-2 фирмы «Карл Цейсс».

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА СЕПИОЛИТОВЫХ И ПАЛЫГОРСКИТОВЫХ ГЛИН

Мономинеральные *сепиолитовые глины* в виде плитчатых обломков, окатышей и прожилков в различных по составу породах встречены на крутом восточном склоне Восточно-Индийского хребта на станциях 7421, 7425, 7420. Овально-уплощенные плитки сепиолитов обнаружены также на ст. 6744— на склоне того же хребта и ст. 7353— в зоне разлома в Западно-Австралийской котловине (табл. 1).

Плитчатые обломки сепиолитовых глин, первоначально представлявшие собой, вероятно, линзы или прослои в породах, имеют толщину 7—10 *мм*. Они обычно изогнутые, с бугристой поверхностью, нередко кавернозные, зеленовато-желтого, кремового, реже белого цвета. Окрашенные разности отличаются повышенным содержанием железа (см. табл. 2), что сказывается и на их оптических свойствах. Железистые сепиолиты имеют показатель преломления 1,54—1,56, а белые — менее 1,54.

Глины тонкодисперсные и практически мономинеральны. В поперечном сечении большинства плиток хорошо выражено их тонкопластинчатое строение. Под микроскопом видно, что пластинчатость обусловлена чередованием тончайших прослоев неодинаково ориентированных глинистых агрегатов: продольно- или поперечноволоконистых, метельчатых, сноповидных, спутано-волоконистых, радиально-лучистых, тонко- или крупночешуйчатых. Иногда порода осложнена вторичными прожилками, идущими поперек слоистости.

В ряде плиток отчетливо проявляется реликтивно-обломочная структура породы. Первоначальные обломки (0,02—1,2 *мм*) округло-угловатой, угловатой, реже призматической формы замещены агрегатами сепиолита. Реликтивно-обломочный характер породы подчеркивается различной ориентацией кристаллов сепиолита в пределах каждого обломка и наличием крустификационных каемок того же минерала. В отдельных участках эти каемки нечетки, корродированы, и тогда намечается постепенный переход от реликтивно-обломочных сепиолитовых глин к тонко-слоистым. В подобных плитках встречены рассеянные кристаллы или сростки цеолитов, редкие зеленоватые глинистые стяжения с агрегатной поляризацией и угловатые обломки зеленого изотропного стекла. По диффрактограммам в них обнаружен клиноптилолит и небольшая примесь монтмориллонита.

Прожилки сепиолита мощностью от долей миллиметра до 5 *мм* пересекают различные по составу породы. Они обнаружены в мергелистых, цеолитовых и кремнистых глинах, диатомитах, в кремнистой опалово-кристаллитовой породе, пелитизированных и цеолитизированных туфах. Возраст этих пород эоценовый.

Нередко в породах независимо от состава наблюдается система пересекающихся прожилков, приводящих к образованию псевдобрекчий. Формирование прожилков в подобных брекчиях сопровождается окремнением. Тончайшие кремнистые оторочки обычно окаймляют прожилки сепиолита или выполняют стенки многочисленных пустот в брекчиях. В ряде образцов отмечалось практически сплошное окремнение вмещающей породы.

Прожилки сепиолита имеют пластинчатое строение. Они мономинеральны и четко обособлены от вмещающей массы пород. По цвету, оп-

Местоположение и характеристика исследованных образцов

№ станции и образца	Координаты, ю. ш., в. д.	Глубина, м	Орудие сбора	Общая характеристика образцов	Возраст вмещающих отложений
<i>Сепиолиты</i>					
7420—2/4	16°3' 88°43'	4460	Драга	Массивная кремевая сепиолитовая глина с обломками диатомита	Возраст диатомита эоценовый ¹
7420—2/24	»	»	»	Уплотненная галька белой листоватой сепиолитовой глины	Кокколиты эоценовые ²
7421—2/2	16°30' 88°38'	2540	»	Прожилки и корочки белого сепиолита в плотной кремнисто-глинистой опалово-кристобалитовой породе с небольшой примесью кокколитов	
7421—2/3	»	»	»	Уплотненный обломок кремевой листоватой сепиолитовой глины с мелкими линзами мергелистой глины	Кокколиты в линзах эоценовые ²
7421—2/5	»	»	»	Тонкие плитки желтовато-зеленой сепиолитовой глины с обломками цеолитита	Кокколиты раннемиоценовые; диатомеи эоценовые ²
7421—2/6	»	»	»	Прожилки желтовато-зеленого сепиолита в пелитизированном и цеолитизированном туфе	
7421—2/7	»	»	»	Псевдобрекчии, образованные системой взаимопересекающихся прожилков сепиолита в неоднородной по составу кремнисто-мергелисто-глинистой породе	Кокколиты эоценовые ²
7421—2/9	»	»	»	Окремненные псевдобрекчии с прожилками сепиолита	
7421—2/12	»	»	»	Плитки желтовато-зеленой листоватой сепиолитовой глины на контакте с мергелистой глиной, пересеченной прожилками сепиолита	Кокколиты эоценовые ²
7421—2/21	»	»	»	Окремненная псевдобрекчия с прожилками белого сепиолита и линзами кокколитового известняка	Кокколиты эоценовые ²
7421—2/22	»	»	»	Тонкие плитки белой листоватой сепиолитовой глины	Нижний эоцен
7425—18	16°32' 88°40'	3600— 3700	»	Тонкие плитки желтовато-зеленой листоватой сепиолитовой глины	
6744—29	12°49' 84°44'	4440	ПТ ³ гор. 2—4 см, 10—20 см	Плитки и прожилки белой листоватой сепиолитовой глины в кокколитовом иле	
<i>Пальгорскиты</i>					
7426—4	16°39' 88°57'	4520	Драга	Плотные корочки и плитки белой пальгорскитовой глины	Кокколиты эоценовые ²
7437—28	9°45' 88°38'	3400— 3550	»	Уплотненные обломки плотной кремевой пальгорскитовой глины, обогащенной обломочно-вулканогенным материалом	
4599	9°56' 82°26'	4888	ПТ гор. 625—690 см	Пелагическая глина с костными остатками, цеолитами и микроконкрециями, в разной степени замещенная пальгорскитом вплоть до образования мономинеральных прослоев	

Таблица 1 (Продолжение)

№ станции и образца	Координаты, ю. ш., в. д.	Глубина, м	Орудие сбора	Общая характеристика образцов	Возраст вмещающих отложений
6753— 1/51 _{A—Г}	14°23' 98°29'	4430	гор. 690—779 см Драга	Прожилки палыгорскита в уплотненных кокколитовых илах Плотные корочки желтовато-зеленовато-белого сепиолита и палыгорскита	Кокколиты среднего—верхнего эоцена
6753— 1/53—56	14°23' 98°29'	4430	»	Плитчатые обломки белой и кремовой палыгорскитовой глины	
6753— 1/57—70	»	»	»	Мелкообломочная брекчия ультраосновных пород с базальным глинистым и палыгорскитовым цементом	
6753— 1/71—76	»	»	»	Комковатые пелагические глины, обогащенные костными остатками и цеолитами, в разной степени замещенные палыгорскитом	

¹Определения В. В. Мухиной.

²Определения О. Б. Дмитренко.

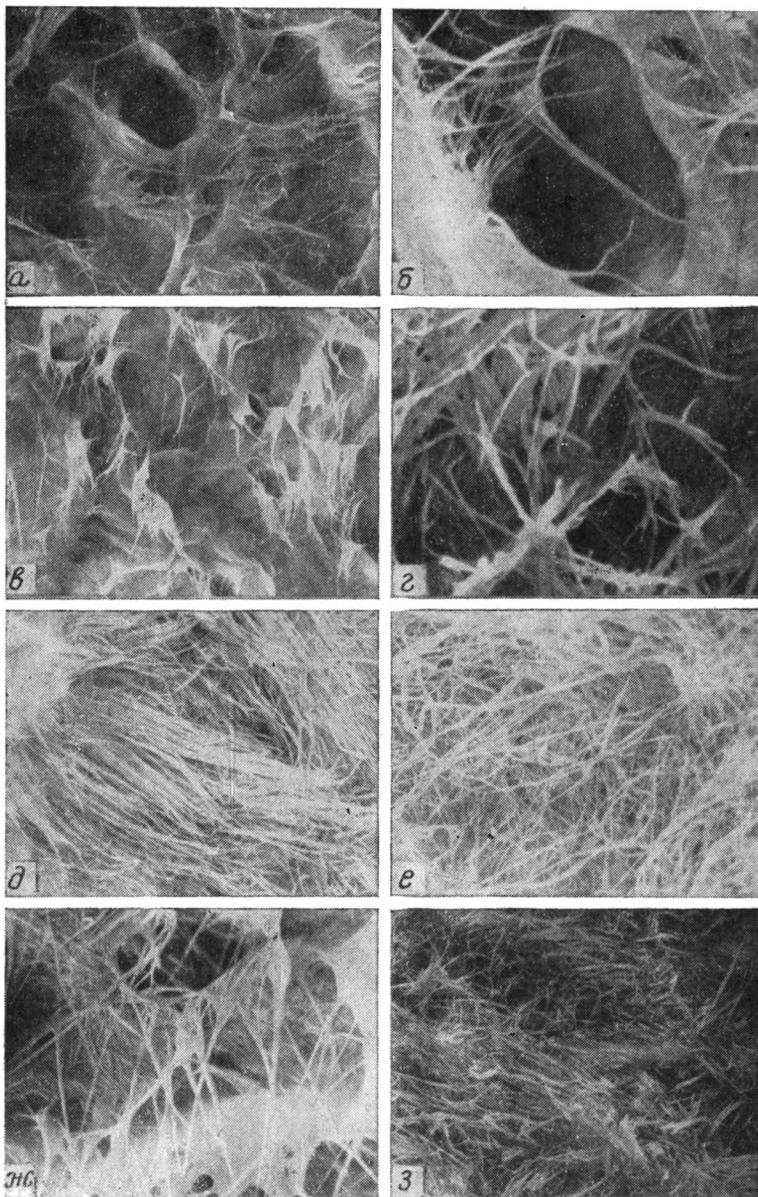
*Прямоточная трубка.

тическим свойствам и структуре агрегатов сепиолиты из прожилков аналогичны сепиолитам в плитчатых обломках.

Детали структуры сепиолитовых глин хорошо видны в сканирующем электронном микроскопе (фиг. 1). Здесь выявляется их высокая пористость, волокнистость и большое разнообразие микроструктур глинистых агрегатов. По облику кристаллов в просвечивающем электронном микроскопе выделены две разновидности сепиолитов. Первая (ст. 7421—2/3, —2/9, —2/22) представлена крупными, широкими ленточными кристаллами шириной 0,15—0,65 мк, реже шестоватыми агрегатами подобных кристаллов (фиг. 2). Вторая (станции 7420—2/24, 7421—2/5, —2/76, —2/12, 7425—18, 6744—29) состоит из тонких, нитевидных обычно мелких кристаллов шириной 0,03—0,15 мк и сноповидно-лучистых или параллельно-шестоватых агрегатов этих кристаллов (фиг. 2). На электронно-микроскопических снимках образцов этой разности нередки нечетко очерченные, изометричные образования, иногда со слабопроявленной нитевидной структурой, отражающие, по-видимому, начальную стадию раскристаллизации аморфного вещества в сепиолит.

Палыгорскиты были обнаружены на Восточно-Индийском хребте (зона поперечного разлома, ст. 7437—28) и в его предгорьях (ст. 7426), Западно-Австралийской котловине — в зоне разлома (ст. 6753) и в Центральной котловине — на ст. 4599 (Свальнов, 1974). На ст. 6753 палыгорскит встречен совместно с сепиолитом (см. табл. 1).

Палыгорскит, так же как и сепиолит, обнаружен в виде прослоев, линз и прожилков в пелагических глинах и карбонатных илах. Иногда он служит базальным цементом в брекчиях ультраосновных и основных пород. В пелагических глинах удается наблюдать этапы постепенного замещения их палыгорскитом — от нечетких обособлений вокруг пор и субмикроскопических трещин до образования мономинеральных прослоев. Цвет палыгорскита обычно белый, иногда с сероватым или желтоватым оттенком, реже кремовый. Показатель преломления близок к 1,55, погасание прямое, удлинение положительное. По текстуре и структуре палыгорскитовые глины практически не отличимы от сепиолитовых. Они имеют тонколистчатое, реже массивное строение. Под микроско-

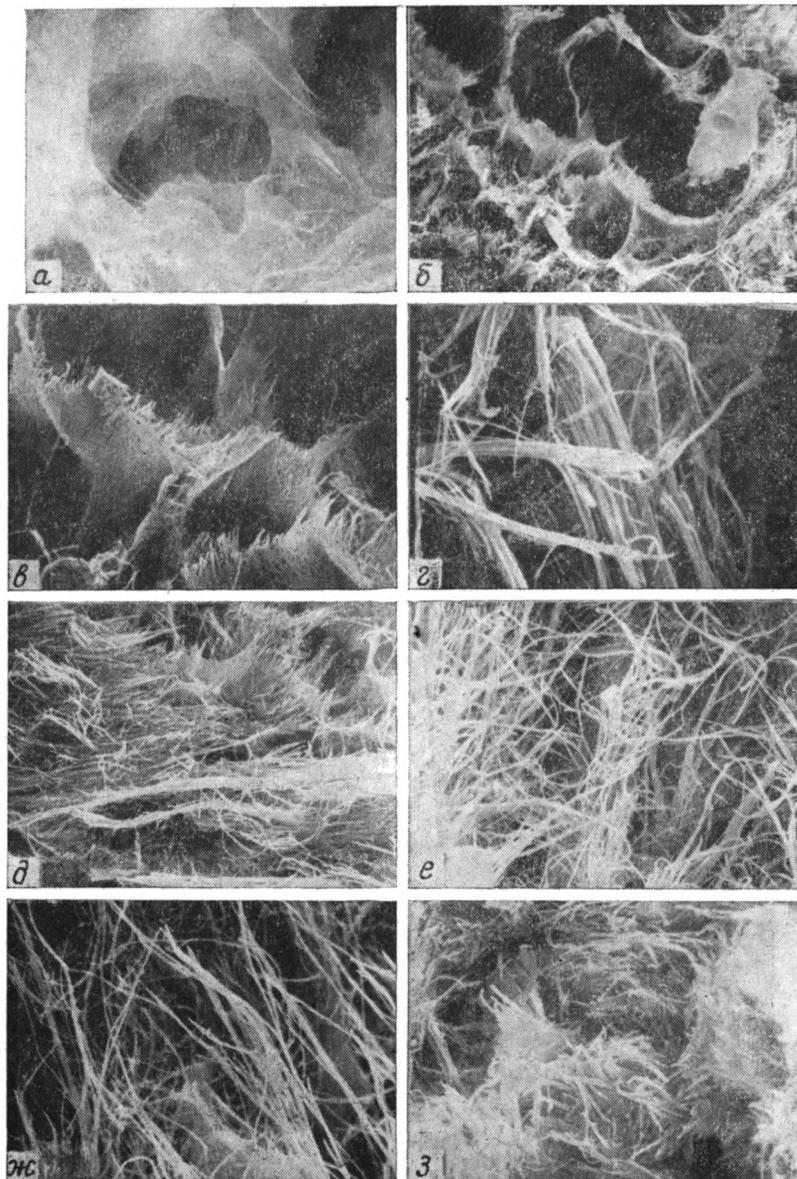


Фиг. 1. Сепиолит (сканирующий электронный микроскоп)

Образцы 7421—2/21в: А — 300×, Б — 100×, В — 300×; 6744/29, горизонт 0—5 см: Г — 5000×; 7420—2/24: Д — 1000×, Е — 1000×; 7420—2/4: Ж — 1500×; 7421—2/126: З — 1000×

пом отчетливо видно чередование прослоев, сложенных агрегатами чешуйчато-волокнутого, радиально- и сноповидно-лучистого, параллельно-волокнутого строения. В начальные стадии замещения пелагических глин и глинистого цемента брекчий палыгорскит образует беспорядочно ориентированные тонкочешуйчато-волокнутые агрегаты.

Сходство микроструктуры и характера индивидуальных кристаллов палыгорскита и сепиолита хорошо видно в электронном микроскопе при сканировании и на просвет (фиг. 1—3). Изученные палыгорскитовые

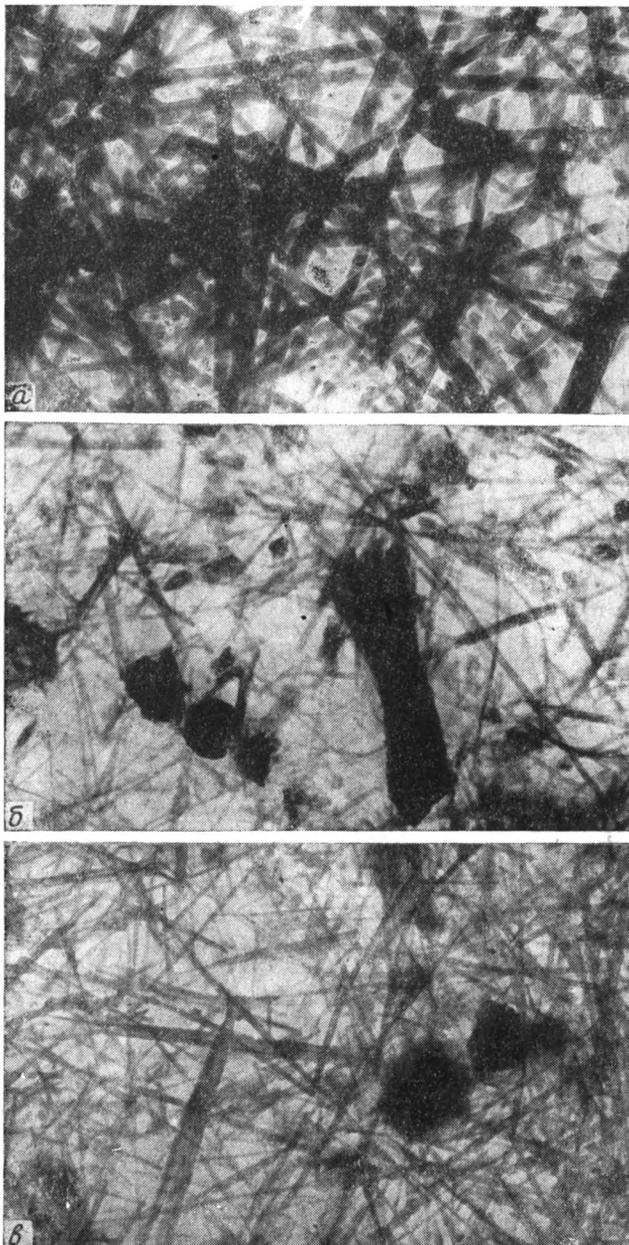


Фиг. 2. Палыгорскит (сканирующий электронный микроскоп)
 Образцы 7437—28: А — 3000×; 6753—1/53Б: Б — 500×, В — 1500×; 6753—
 1/51Г: Г — 1500×; 6753—1/53Б: Д — 2000×, Е — 3000×, Ж — 3000×;
 7437—28: З — 3000×

глины образованы нитевидными преимущественно мелкими кристаллами и их агрегатами, представляющими собой аналоги второй разновидности сепиолитов (фиг. 3).

ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Сепиолит и палыгорскит — магниевые минералы, близкие по составу и структуре (Кайер, Энен, 1965). В то же время палыгорскит отличается повышенным содержанием Al, сепиолит же более магниевый минерал, хотя установлены и алюминийевые сеполиты (Rogers et al., 1956).



Фиг. 3. Электронно-микроскопические снимки сепиолита (А, Б) и палыгорскита (В)
 А — обр. 7421—2/22 (3000×), Б — обр. 6744—29, горизонт 2—4 см (3000×), В — обр. 7437—28 (3000×)

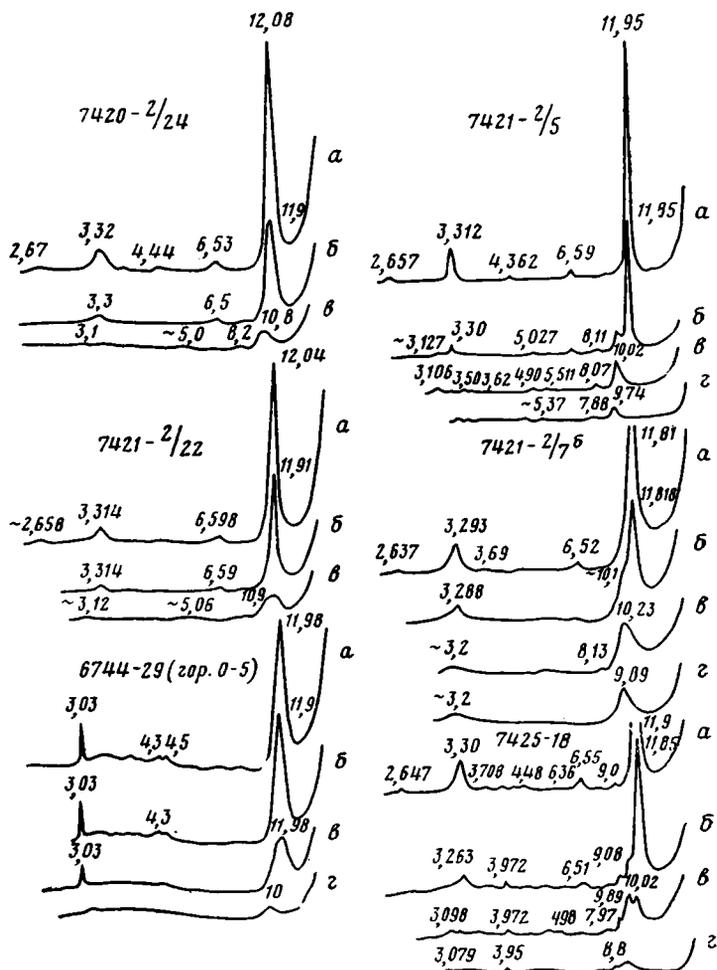
Химический состав практически мономинеральных сепиолитовых и палыгорскитовых глин Индийского океана приведен в табл. 2. Там же для сравнения даны пределы колебания SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и MgO в известных по литературным данным сепиолитах и палыгорскитах континента и океана. По составу изученные сепиолиты в общем близки к уже известным. При этом сепиолиты станций 7421—7425, очевидно, могут быть отнесены к железистым разновидностям. Обычен по химическому составу и палыгорскит 6753—1/51 Г. Палыгорскит же ст. 4599 отличается необычно

Таблица 2

Химический состав сепиолитов и палыгорскитов восточной части Индийского океана, вес. %

№ станции и образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	П. п. п	Сумма	Краткая характеристика образцов
7420—2/24	44,41	0,01	0,23	3,70	0,02	25,30	0,11	0,40	—	25,19	99,37	Сепиолитовая глина
7421—2/3	48,34	0,01	0,35	9,98	0,11	18,46	0,23	0,19 ¹	0,95 ¹	20,09	98,70	» »
7421—2/5	47,96	0,03	1,02	9,02	0,14	20,20	0,09	0,27	—	20,46	99,19	» »
7421—2/76	45,42	0,06	1,69	13,95	1,03 ²	13,09	0,60	0,46 ¹	1,08 ¹	22,49	99,87	Прожилки сепиолита
7421—2/126	47,86	0,03	1,21	9,00	0,15	18,57	0,23	0,31	—	20,62	97,98	Сепиолитовая глина
7421—2/21в	46,88	0,19	2,34	11,41	0,71 ²	12,89	1,64	0,69	—	21,86	98,62	Прожилки сепиолита
7425/18	47,49	0,03	1,47	8,34	0,06	18,35	0,18	0,28 ¹	1,29 ¹	21,24	98,73	Сепиолитовая глина
6744—29, гор. 2—4 см	47,20	0,08	1,27	0,37	0,02	17,50	7,10	0,15	1,82	24,60	100,11	» »
6744—29, гор. 10—20 см	44,10	0,09	2,17	0,46	0,02	16,20	7,70	0,21	—	27,20	98,15	» »
4599, гор. 640—670 см	48,80	0,04	1,75	0,30	0,12	21,20	0,55	0,17	—	25,30	98,22	Палыгорскитовая глина
6753—1/51	49,50	0,81	8,32	1,90	0,03	9,35	1,15	0,20	—	26,80	98,06	» »
Пределы колебаний ³	45,8— 52,9	—	0,6— 7,05	0,43— 21,92	—	12,3— 21,31	—	—	—	—	—	Сепиолиты
»	40,0— 61,6	—	6,82— 18,32	0,87— 8,8	—	4,1— 14,2	—	—	—	—	—	Палыгорскиты

¹ Данные пламенной фотометрии.² Образцы содержали точечные стяжения гидроокислов Fe и Mn.³ По данным работ Кайер, Энен, 1965; Bowles et al., 1971; Hathway, Sachs, 1965.



Фиг. 4. Рентгенодифрактограммы сепиолитов из Индийского океана

а — воздушно-сухой образец; прокаленный в течение 5 час. образец; б — при 400° С, в — при 500° С, г — при 600° С

высоким содержанием Mg и крайне низким значением Al. Это дает основание для выделения магниезального палыгорскита, по химическому составу тождественного сепиолиту.

Идентификация сепиолита и палыгорскита основывается на данных рентгеновской дифракции. Сепиолиты надежно диагностируются по интенсивному рефлексу около 12 Å (11,81—12,11¹ для исследованных образцов) и набору более слабых отражений 6,5; 4,4, 3,7; 3,3; 2,6; 2,2 Å (фиг. 4). Образцы 7421—2/3, —2/22, —2/5, —2/126; 7420—2/24; 6744—29, по данным дифрактограмм, мономинеральны. В образцах 7421—2/2, —2/76, —2/9 и 7425—18, кроме сепиолита, установлено присутствие небольшого количества монтмориллонита, а в образцах 7421—2/2 и 7420—2/4 — клиноптилолита и монтмориллонита.

Для определения степени совершенства кристаллического строения сепиолитов были сняты дебаеграммы (табл. 3). Сопоставление этих дан-

¹ Значения приведены по дифрактограммам с ориентированных препаратов.

Данные порошковых рентгенограмм

7421—2/3		7421—2/22		7421—2/9		7421/2/76		6744—29	
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
12,54	10	12,37	10	12,32	10	12,32	10	12,21	
—		—		—		—		—	
7,67	4	—		—		—		—	
6,69	1	—		—		—		—	
5,07	3	5,14	3	—		—		—	
—		—		4,96	2	—		—	
4,58	3	—		4,58	7	4,63	5	—	
4,34	10	4,38	6	4,34	7	4,41	5	4,37	
—		—		—		4,18	1	—	
3,98	1	—		—		—		3,92	
3,80	7	3,78	6	3,77	5	3,81	6	3,73	
3,55	1	—		—		3,54	1	—	
3,37	7	3,36	6	3,37	6	3,38	4	3,36	
3,21	7	3,24	4	3,20	2	3,23	3	—	
3,08	2	—		3,04	3	3,09	2	3,05	
—		—		—		2,97	2	—	
2,82	3	2,88	3	2,83	4	2,88	5	2,88	
2,71	1	2,68	8	—		—		—	
2,58	10	2,60	8	2,58	8	2,59	8	2,59	
—		—		—		—		2,52	
2,45	7	2,47	2	2,44	5	2,47	4	—	
—		2,41	2	—		—		—	
2,27	7	2,29	5	—		2,28	6	2,29	
—		2,17	1	—		—		—	
2,07	6	2,09	3	2,05	2	2,08	3	2,10	
—		—		1,997	3	—		—	
—		—		—		—		1,922	
1,883	3	1,886	2	1,887	2	1,877	2	1,882	
—		1,776	5	—		—		—	
1,702	5	1,704	4	1,705	3	1,682	4	—	
—		—		—		—		1,688	
—		—		1,626	2	—	3	1,629	
1,587	6	1,599	4	1,586	3	—		1,610	
—		1,566	2	—		—		—	
1,551	5	—		1,544	2	—		1,554	
1,524	5	1,532	4	—		1,527	7	1,526	
—		—		1,516	8	—		—	
1,509	—	—		—		—		1,473	
1,467	1	1,439	2	1,462	1	—		1,443	
1,413	5	1,418	—	—		—		1,423	
—		—		1,408	2	—		—	
1,376	1	—		—		—		1,358	
1,353	2	1,349	1	—		—		1,341	
1,312	3	1,314	4	1,307	5	1,311	3	—	
1,301	9	1,295	4	1,297	5	1,296	3	1,301	
1,264	2	—		1,260	3	—		—	
1,252	1	1,225	1	—		—		1,239	
1,204	1	—		—		—		—	
1,173	2	—		—		1,178	2	1,180	
—		—		—		1,170	2	1,154	
1,129	2	—		1,152	2	—		1,146	
1,110	2	—		—		1,108	5	—	
1,086	2	—		—		—		—	
1,073	2	—		—		—		—	
1,055	1	—		—		—		1,063	
1,045	1	—		1,045	2	—		1,047	

ных с порошковыми рентгенограммами, полученными Г. Бриндли (1962) для сепиолитов Испании и Кении, позволяет отнести их к сепиолитам средней степени окристаллизованности. Среди сепиолитов Индийского океана наиболее хорошо окристаллизованы образцы станций 7421—2/22, 7421—2/3 и 7421—2/9. По ним получены и более четкие электрограммы.

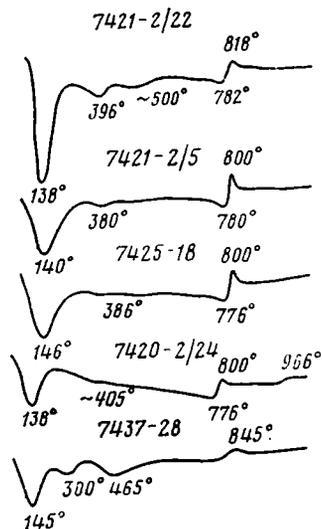
сепиолитов Индийского океана

(2—4 см)		7421—2/5		7420—2/4		7421—2/126		7425—18	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	
10	12,64	10	12,65	10	12,16	10	12,35	10	
	—		—		9,07		—	—	
	7,69	2	—		—		—	—	
	—		5,11	3	—		5,09	4	
	—		—		—		—	—	
6	4,47	2	4,39	6	4,36	4	4,62	3	
	4,21	3	—		—		—	—	
4	—		—		—		4,20	7	
3	3,79	5	3,81	5	3,78	7	—	—	
	—		—		—		3,78	6	
4	3,42	1	3,39	4	3,36	4	3,59	1	
	3,22	3	2,21	2	3,22	4	3,41	2	
10	—		—		—		3,19	2	
	—		—		—		—	—	
2	2,86	2	2,85	4	—		2,85	4	
	—		—		—		—	—	
8	2,60	3	2,59	8	2,59	9	2,59	7	
2	—		—		—		—	—	
	2,46	5	2,47	3	2,45	6	2,45	2	
	—		—		—		—	—	
9	2,28	2	2,28	4	2,27	7	2,29	4	
	—		—		—		—	—	
8	2,08	4	2,07	2	2,06	5	2,08	2	
	—		—		—		2,01	1	
9	1,961	3	—		1,905	2	—	—	
10	1,891	1	1,880	2	1,870	3	1,908	2	
	1,760	2	—		—		1,743	2	
	1,701	1	1,702	2	1,697	5	1,700	2	
4	—		—		—		—	—	
3	—		—		—		—	—	
5	1,594	2	1,603	3	1,591	6	1,605	2	
	1,555	3	—		—		—	—	
	—		—		1,551	3	1,562	1	
8	1,529	1	1,528	3	—		—	—	
	—		—		1,520	4	1,520	3	
2	—		—		—		—	—	
2	—		—		1,467	2	—	—	
3	1,414	2	1,415	2	—		—	—	
	—		—		1,405	4	—	—	
2	—		—		—		—	—	
3	1,340	2	—		—		—	—	
	1,303	2	1,318	4	—		—	—	
10	—		1,304	4	1,301	6	—	—	
	—		1,268	1	1,263	2	—	—	
5	—		—		—		—	—	
	—		—		1,214	1	—	—	
5	—		—		1,169	2	—	—	
6	—		—		—		—	—	
4	—		—		—		—	—	
	—		—		1,105	1	—	—	
	—		—		—		—	—	
3	—		—		—		—	—	
10	—		—		—		—	—	

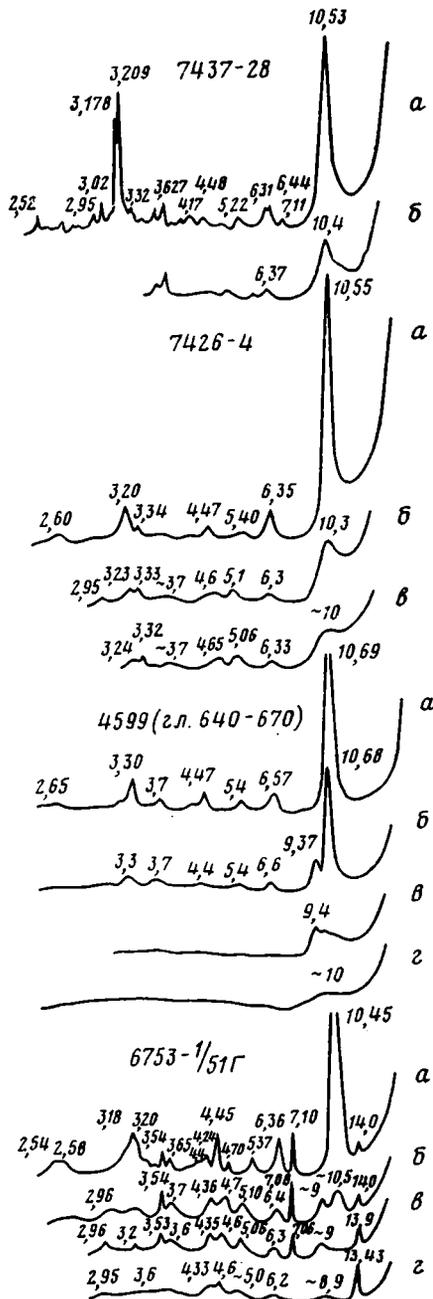
В этих образцах присутствуют рефлексы, подтверждающие пространственную группу $R_{\text{псп}}$ (Звягин и др., 1963). Параметры решетки: $a=13,5$; $b=27,2$; $c=5,24$ А. Как правило, рефлексы с $K=3n$ интенсивнее других рефлексов и зафиксированы на всех электронограммах. У остальных образцов дужки рефлексов более вытянуты, слабые рефлексы исчезают,

что можно объяснить уменьшением степени кристалличности.

Сепиолиты Индийского океана отличаются и по интенсивности ИК-спектров поглощения. Во всех образцах установлены характерные для сепиолитов полосы поглощения 655, 692, 1190 и 3680 см^{-1} . Спектрограммы образцов сепиолитов из Индийского океана близки к ИК-спектрам, полученным К. Оинумой и Х. Хаяси (Oinuma, Hayashi, 1968). Наиболее чистые и ярко выраженные спектры получены для образцов 7421—2/22, 7421—2/3 и 7421—2/9. В последнем отмечена примесь кварца (780 и 800 см^{-1}) и карбоната (1430 см^{-1}). Далее по степени интенсивности ИК-спектров и соответственно степени кристаллического совершенства следуют образцы 6744—29; 7420—2/24; 7421—2/126, —2/76, —2/5 и 7425—18. В образцах 6744—29; 7421—2/76, —2/5 обнаружена примесь карбонатов, а 7421—2/5 и кварца.



Фиг. 5. Дифференциально-термические кривые сепиолитов и палыгорскитов из Индийского океана



Фиг. 6. Рентгенограммы палыгорскитов из Индийского океана
а—з—см. фиг. 4

Таким образом, по данным ИКС, дебаеграммам и электронограммам наиболее упорядоченные структуры установлены в образцах ст. 7421—2/22, —2/3, —2/9. Следует подчеркнуть, что именно эти образцы соответствуют первой разновидности сепиолитов по характеру кристаллов на электронных снимках (см. фиг. 3).

Дифференциально-термические кривые сепиолитов Индийского океана близки к кривым, полученным А. Прейзингером (1962) для сепиоли-

тов Испании. На них фиксируются эндотермические эффекты при 140, 380—405, 500 и 780°С и экзотермический — при 800—818°С (фиг. 5). На кривой потери веса видно, что до температуры 250°С теряется около 60% цеолитной и адсорбированной воды. После 500° остается еще около 20% воды. Эти результаты совпадают с данными, полученным Д. Кульбицким в 1962 г., который, применяя непрерывное рентгеновское исследование при нагревании образцов, показал, что дифракционная картина сепиолита исчезает при температуре 800°С.

По данным С. Кайер и С. Энен (1965), разрушение структуры сепиолита при прокаливании начинается с 350°С и фиксируется сильным ослаблением и расширением рефлекса 12 Å, появлением линии 9,8 Å и увеличением интенсивности 7,6 Å. На дифрактограммах сепиолитов из Индийского океана 12 Å рефлекс становится слабовыраженным только после прокалывания образцов при температуре 500°С (см. фиг. 4).

Дифрактограммы сепиолитов Индийского океана, полученные при последовательном прокаливании от 300 до 600°С, несколько различаются между собой. Прокалывание образцов при 300°С не приводит к существенному изменению рентгено-дифракционной картины. После выдерживания сепиолитов в течение 5 час. при 400°С на дифрактограммах образцов станций 7420—2/24, 7421/2/22 и 6744—29 наблюдается только небольшое уменьшение интенсивности рефлексов. У всех остальных образцов кроме ослабления рефлексов появляется отражение около 10,0—10,2 Å (7421—2/3, —2/5, —2/9) или асимметрия рефлекса 11,8 Å (7421—2/76, 7425—18) (см. фиг. 4).

Прокалывание при 500°С приводит к частичному разрушению структуры природного сепиолита. На дифрактограммах одной группы образцов (7420—2/24, 7421—2/22 и 6744—29) на месте рефлекса 12 Å остается сильно ослабленное, как правило, размытое отражение 10,5—11,5 Å, у образцов второй группы (7421—2/3, —2/5, —2/9, —2/76 и 7425—18) фиксируется острый, небольшой интенсивности рефлекс около 10 Å.

После прокалывания сепиолитов при 600°С наблюдается дальнейшее разрушение кристаллической решетки. В малоугловой области на дифрактограммах виден слабый, часто размытый рефлекс около 9,7—9,9 Å, и почти полностью исчезают остальные дифракционные линии. Различное поведение сепиолитов при прокаливании независимо от степени упорядоченности их структуры, по-видимому, обусловлено особенностями их химизма. Интересно отметить, что образцы второй (по термическим свойствам) группы сепиолитов относятся к железистой разновидности.

Палыгорскит идентифицируется по основному отражению 10,5 Å (для изученных образцов 10,45—10,69 Å) и набору характерных слабых отражений (Кайер, Энен, 1965). Рентгеновские исследования были выполнены для четырех образцов палыгорскита. При этом выявлено, что образцы 7426—4 и 4599 (горизонт 640—670 см) сложены только палыгорскитом. В обр. 7437—28, кроме того, обнаружен полевой шпат, кварц и, возможно, хлорит (7,1 Å), а в образце 6753—1/51 Г присутствует небольшое количество хорошо окристаллизованного магнезиально-железистого триоктаэдрического хлорита (14; 7,1; 4,7; 3,5 Å).

По интенсивности рефлексов на дебаеграммах наиболее хорошо окристаллизованными являются палыгорскиты станций 6753—1/51 Г (табл. 4) и 4599 (горизонт 640—670 см).

Рентгенодифракционные картины с ориентированных препаратов (фиг. 6) в общем однотипны для всех образцов. Лишь для образца ст. 4599 отмечен сдвиг всего дифракционного спектра на 0,2 Å в малоугловую область по сравнению с положением линии у остальных палыгорскитов, т. е. смещен в сторону отражений, присущих сепиолиту. После прокалывания палыгорскитов при 400°С в течение 5—7 час. в их дифракционных картинах появляются более существенные различия. На месте интенсивного рефлекса 10,5 Å у образцов 7426—4, 7434—28 и

Порошковые рентгенограммы палыгорскитов Индийского океана

6753—1/51Г		7426—4		7437—28		6753—1/51Г		7426—4		7437—28	
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
10,50	10	10,92	10	10,65	10	—	—	—	—	1,940	2
6,48	5	—	—	—	—	—	—	1,839	2	1,828	1
5,47	5	5,51	4	5,47	1	—	—	—	—	1,792	1
—	—	4,96	3	4,94	2	1,722	3	—	—	1,719	3
4,54	9	4,54	3	4,55	2	1,675	7	1,673	1	—	—
4,19	9	4,19	3	4,19	5	—	—	—	—	1,642	3
3,70	5	3,72	3	3,76	3	1,618	3	—	—	1,613	2
—	—	3,40	1	—	—	1,569	3	1,573	1	—	—
3,24	9	3,24	3	3,23	7	1,549	3	—	—	—	—
3,11	8	—	—	3,08	2	1,509	9	1,504	4	1,507	1
—	—	2,94	1	2,97	2	1,495	3	—	—	—	—
—	—	2,80	1	2,82	1	—	—	—	—	1,384	—
2,62	10	2,62	7	2,63	1	1,309	6	1,300	2	1,306	1
2,54	10	2,55	7	2,54	5	1,278	5	—	—	—	—
2,25	4	—	—	2,29	2	1,252	5	1,257	1	—	—
—	—	—	—	2,44	1	—	—	—	—	1,159	1
2,16	6	2,14	3	2,11	2	—	—	—	—	1,104	1
2,12	6	—	—	2,01	3	—	—	—	—	—	—

6753—1/51Г остается размытый, невыразительный рефлекс, равный примерно 10,3 Å, а в обр. 6753—1/51Г образуется дополнительный рефлекс в области 9,3 Å. Дифракционная картина ослабевает и для палыгорскита ст. 4599, но здесь основной рефлекс (10,68 Å) остается достаточно интенсивным, и появляется слабое отражение 9,3 Å (фиг. 6). По термической устойчивости палыгорскит ст. 4599 сходен с таковой у сепиолитов Индийского океана.

После прокаливания образцов при 500°С на дифрактограммах всех образцов видны лишь слабые, размытые отражения 9—10 Å. Прокаливание при 600°С вызывает полное разрушение палыгорскита.

Инфракрасные спектры поглощения палыгорскитов станций 6753—1/51Г, 7426—4 и 7437—28 близки к эталонным спектрограммам, приведенным в атласе Х. Моенке (Моенке, 1962). Палыгорскиты диагностируются по наиболее характерным линиям поглощения—455, 495, 520, 580, 645, 3550 и 3625 см⁻¹. ИК-спектры образцов 6753—1/51Г и 7426—4 довольно близки друг другу и характеризуют палыгорскит средней степени окристаллизованности. Спектр обр. 7437—28 выражен значительно хуже, возможно, из-за более слабой степени его структурного совершенства.

Парадоксальным оказался ИК-спектр, полученный с обр. 4599 (горизонт 640—670 см),—его полосы поглощения соответствуют сепиолиту. Как уже отмечалось выше, палыгорскит этой станции тождествен сепиолиту по химическому составу, термической устойчивости и имеет сдвиг дифракционного спектра в сторону отражений, характерных сепиолитам. Как палыгорскит он диагностируется, по данным рентгенографии, по отражениям 10,7; 6,57; 5,40 Å и др. На электронограмме зафиксирован сильный рефлекс 011, равный 10,8 Å, также принадлежащий палыгорскиту. Приведенные данные позволяют допустить, что изученный палыгорскит (4599) является промежуточной разностью двух водномagneзиальных силикатов—сеполита и палыгорскита или политипной модификацией палыгорскита.

Дифференциальная кривая нагревания, полученная для обр. 7428—37, показала типичные для палыгорскита эндотермические эффекты при 145, 300, 465 и 570°С и экзотермический—при 845°С (см. фиг. 5). На кривой потери веса видно, что значительную часть воды палыгорскит теряет при температуре 400°С.

Формирование аутигенного сепиолита и палыгорскита в океане большинством исследователей связывается с преобразованием пирокластического материала или монтмориллонитовых глин под действием богатых Mg растворов (Hathaway, Sachs, 1965; Bonatti, Joensuu, 1968; Von Rad, Roch, 1972; Горбунова, 1972; Ломова, 1975_{а,б}).

По представлению Д. Хэтуэй и Р. Сакс (Hathaway, Sachs, 1965) сепиолит образуется реакцией Mg морской воды с кремнеземом, высвобождающимся при девитрификации вулканических стекол. Остаточными продуктами подобного процесса являются клиноптилолит, кварц и монтмориллонит. Е. Бонатти и О. Джоенсу (Bonatti, Joensuu, 1968) предполагают первоначальное изменение вулканического пепла в смектит, а затем под действием богатых Mg гидротермальных растворов — в палыгорскит и клиноптилолит. Изменением тонкодисперсного щелочнобазальтового витрокластического материала с участием термальных Mg-растворов О. С. Ломова (1975_б) объяснила формирование палыгорскитовых глин Восточной Атлантики. Наряду с этим существует гипотеза химического сингенетического осаждения сепиолита и палыгорскита из придонной воды при ее взаимодействии с богатыми Mg гидротермальными растворами (Bowles et. al., 1971).

Сепиолиты и палыгорскиты Восточно-Индийского хребта и прилегающих участков ложа океана встречены в аргиллитах и мергелях, пелагических глинах и карбонатных илах, реже диатомитах. Во вмещающих породах сепиолиты встречены совместно с монтмориллонитом (диоктаэдрическим), клиноптилолитом, опал-кристобалитом, тридимитом, кварцем и кальцитом. Ассоциация сепиолит, опал-кристобалит, тридимит (постоянно присутствующих в виде тончайших оторочек на поверхности прожилков) и, вероятно, клиноптилолит — парагенетическая. Интересно отметить, что в разрезе Восточно-Индийского хребта (на ст. 7425) встречены также мергелистые кремнеземные аргиллиты, пелитовая фракция которых представлена триоктаэдрическим магнезиальным монтмориллонитом или хлоритом. В алевроитовой фракции этих осадков присутствуют кварц, единичные ромбоэдры доломита, целестобарит. Палыгорскит находится в ассоциации с монтмориллонитом и клиноптилолитом, кварцем, иногда родохрозитом и доломитом.

Среди изученных сепиолитов и палыгорскитов выделяется два морфогенетических типа: 1) прожилковый, связанный, по-видимому, с непосредственным осаждением этих минералов из растворов, обогащенных Mg и Si (в трещинах разнообразных пород); при этом необходимо отметить, что в прожилках обнаружен только магнезиальный палыгорскит; 2) метасоматический, образованный путем замещения монтмориллонита под воздействием богатых Mg и Si гидротермальных растворов.

Наложенный характер минерализации подтверждается реликтовобломочной структурой некоторых образцов сепиолитовых и палыгорскитовых глин, наличием прожилков сепиолита в пелитизированном туфе, нечетких, пятнистых обособлений палыгорскита в пелагических глинах. Особенно четко этот процесс проявляется в комковатых пелагических глинах, обогащенных цеолитами (клиноптилолитом) и костными остатками (ст. 6753). Здесь можно наблюдать постепенный характер замещения монтмориллонитовой глины палыгорскитом в пределах каждого комочка и наличие крустификационных каемок того же палыгорскита. Результатом такого замещения является образование псевдообломочной структуры палыгорскитовой глины. В некоторых образцах обнаружен переход от псевдообломочной структуры палыгорскита к нечетко выраженным слоистым разностям. Процесс замещения палыгорскитом в этих глинах нередко сопровождается растворением костного детрита и формированием тонкозернистого фосфата.

По-видимому, метасоматическую природу имеют и реликтивно-обломочные структуры массивных сепиолитовых глин Восточно-Индийского хребта (станции 7420, 7421). В пользу этого свидетельствует округлая и округло-угловатая форма первоначальных обломков, по которым развивался сепиолит, наличие в плитках сепиолитовых глин включений угловатых обломков мергелистых глин и диатомитов.

Матрицей для образования сепиолитов и палыгорскитов служила монтмориллонитовая глина. При этом формирование монтмориллонитовых глин и последующее преобразование их под действием гидротермальных магнезиально-кремнистых растворов были разорваны во времени. Это подтверждается находками пелитизированного и цеолитизированного туфа с прожилками сепиолита. Туф (ст. 7421—6) состоит из остроугольных обломков пористого пелитизированного, слабо анизотропного стекла. В отдельных участках порода теряет свою первоначально обломочную структуру и превращена в агрегат тонкодисперсной монтмориллонитовой глины. Поры в породе выполнены сростками клиноптилолита. Независимо от состава порода рассечена тонкими слоистыми прожилками сепиолита. При этом не отмечено каких-либо следов замещения сепиолитом пелитизированного стекла. То же наблюдается и в образце плотной полигорскитовой глины (ст. 7437—28), обогащенной обломочно-вулканогенным материалом. Последний представлен остроугольными обломками плагиоклазового базальта (0,1—1,3 мм), пористого гиалобазальта (0,3—0,7 мм), хлоритизированного и палагонитизированного стекла (0,05—0,5 мм), плагиоклаза. Все обломки имеют четкие контуры и не затронуты в процессе замещения палыгорскитом первичной тонкодисперсной глинистой массы.

ВЫВОДЫ

1. Аутигенные сепиолиты и палыгорскиты Восточно-Индийского хребта и прилегающих участков ложа океана приурочены к осадкам эоцена в зонах разломов. Проявление сепиолит-палыгорскитовой минерализации по времени, возможно, было связано с перестройкой структурного плана восточной части Индийского океана в позднем кайнозое (Пущаровский, Безруков, 1973), скорее всего в раннем миоцене.

2. Образование сепиолитов и палыгорскитов происходило преимущественно в литифицированных осадках под воздействием богатых Mg и Si гидротермальных растворов путем либо метасоматоза монтмориллонитовых глин, либо осаждения из насыщенных растворов в трещинах и порах различных по составу пород.

3. Высокая кремнистость растворов при образовании сепиолитов подтверждается наличием корочек аутигенного опал-кристобалита и тридимита на контакте прожилков и линз с вмещающими породами и их окремнением. Сепиолит, опал-кристобалит, тридимит и клиноптилолит находятся в парагенетической ассоциации.

4. Степень сепиолит-палыгорскитовой минерализации пород обусловлена интенсивностью поставки гидротермальных растворов.

5. Изученные сепиолиты Индийского океана различаются по степени окристаллизованности, характеру индивидуальных кристаллов и содержанию железа. Высокая железистость большинства сепиолитов, по всей вероятности, унаследована от первоначальных осадков.

6. Среди палыгорскитов установлены магнезиальные разности, по рентгеноструктурным характеристикам переходные к сепиолитам. Формирование магнезиального палыгорскита, возможно, связано с увеличением концентрации Mg в растворе и его вхождением в структуру минерала.

ЛИТЕРАТУРА

- Бриндли Г. В.* Данные по дифракции рентгеновских лучей и электронов для сепиолитов.— Сб.: Вопросы минералогии глин. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
- Горбунова З. Н.* Пальгорскиты в осадках из кернов глубоководного бурения в Тихом океане.— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 2.
- Звягин Б. Б., Мищенко К. С., Шитов В. А.* Электронографические данные о структурах сепиолита и пальгорскита.— Кристаллография, 1963, т. 8, вып. 2.
- Кайер С., Энен С.* Сепиолит. Пальгорскит.— В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- Ломова О. С.* Глубоководные пальгорскитовые глины Восточной Атлантики и генетическая связь их с щелочным вулканизмом.— Литол. и полезн. ископаемые, 1975а, № 4.
- Ломова О. С.* Глубоководные пальгорскитовые глины Восточной Атлантики.— В сб.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975б.
- Прейзингер А.* Рентгеновское исследование структуры сепиолита.— В сб.: Вопросы минералогии глин. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
- Пушаровский Ю. М., Безруков П. Л.* О тектонике восточной части Индийского океана.— Геотектоника, 1973, № 6.
- Свалнов В. Н.* Новообразованный пальгорскит в осадках станции 4599 (Индийский океан).— Океанология, 1974, т. XIV, вып. 1.
- Bonatti E., Joensuu O.* Palygorskite from Atlantic deep-sea sediments.— Amer. Mineralogist, 1968, v. 53, No. 5—6.
- Bowles F. A., Angino E. A., Hosterman J. W., Galle O. K.* Precipitation of deep-sea palygorskite and sepiolite.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, v. 11, No. 4.
- Hathaway J. C., Sachs P. P.* Sepiolite and clinoptilolite from the Middle Atlantic Ridge.— Amer. Mineralogist, 1965, v. 50, No. 7—8.
- Moenke H.* Mineralspectren. Berlin, 1962.
- Oinuma K., Hayashi H.* Infrared spectra of clay minerals.— J. Toyo University, General Education, 1968, v. 9, No. 1.
- Peterson M. N. A., Edgar N. T., von der Borch C. C.* Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1970, v. II.
- Rogers L. E. R., Quirk J. P., Norrish K.* Aluminous sepiolite.— J. Soil Sci., 1956, v. 7.
- Venkatarathnam K.* Mineralogical data from sites 211, 212, 213, 214 and 215 of the Deep Sea Drilling Project, leg 22 and origin of noncarbonate sediments in the equatorial Indian ocean.— In: von der Borch, Christopher C. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1974, v. XXII.
- Von Rad U., Rosch H.* Mineralogy and origin of clay minerals silica and authigenic silicates in leg 14 sediments.— In: Hayes D. E., Pimm A. C., et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1972, v. XIV.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Дата поступления
1.II.1978

УДК 553.31.068.22 (477.75)

О СЛЕДАХ И ПРИЧИНАХ ПЕРВИЧНЫХ НАРУШЕНИЙ КИММЕРИЙСКИХ ОСАДКОВ КЕРЧЕНСКОГО БАССЕЙНА

А. Д. ПЕТРОВСКИЙ

В Черноморском карьере Эльтиген-Оргельской мульды Керченской группы месторождений наблюдаются своеобразные малоомощные пласты брекчий, ограниченные горизонтально залегающими железорудными киммерийскими слоями. Они приурочены к регрессивным частям разреза железорудных осадков и совпадают по времени формирования с заключительными этапами железонакпления в киммерийском бассейне.

Разбирая литологические особенности брекчий, автор приходит к выводу об их подводно-оползневом происхождении. При этом рассматриваются возможные причины образования описываемых деформаций.

За первичные нарушения принимаются такие деформации осадка, которые происходят в стадию седиментогенеза (Хабаков, 1954). В определенной степени эти деформации помогают реконструкциям обстановок осадконакопления, и поэтому их следует считать важными текстурными особенностями, заслуживающими внимания и изучения. Особый интерес они представляют там, где наблюдаются процессы осадочного рудогенеза.

В Черноморском карьере Керченской группы железорудных месторождений нам удалось наблюдать скопления весьма своеобразных брекчий, которые по своим особенностям близки подводно-оползневому образованию, получившим в литературе название угловатых конгломератов и межформационных брекчий (Шрок, 1950), глыбовых конгломератов (Голубятников, 1946; Тихомиров, Хайн, 1947), или межпластовых брекчий и конгломератов (Пустовалов, 1940).

В литературе по Керченскому бассейну отмечались нарушенные залегания осадков, образовавшиеся в постседиментационную стадию (Юрк и др., 1960; Шнюков, 1965). Седиментационные же деформации киммерийских отложений не описывались, хотя их присутствие и не исключалось (Юрк и др., 1960). Очевидно, что являясь, по-видимому, весьма локальными в описываемом районе, эти деформации не встречались прежде в керне скважин и карьерных выработках.

Черноморский карьер расположен в Эльтиген-Оргельской мульде, имеющей субмеридиональное простираение. Карьер вскрывает четвертичные и плиоценовые отложения. Последние представлены осадками куяльницкого и киммерийского времени, несогласно залегающими на глинистых ракушняках — фаленах понтического яруса, слагающих обычно днище карьера.

Киммерийские осадки вмещают оолитовые железные руды прибрежно-морского (лагунного) типа. Они детально описаны в многочисленных публикациях, в том числе в монографиях Ю. Ю. Юрка и др. (1960), Е. Ф. Шнюкова (1965) и коллектива авторов под редакцией Н. М. Стра-

хова (Керченский железорудный бассейн, 1967). При дальнейшем изложении мы будем пользоваться терминологией пород и руд, разработанных для Керченского бассейна в этих монографиях.

Межпластовые брекчи наблюдались в карьере в двух местах — на нижнем уступе северо-западной стенки соответственно в 0,9 и 1,6 км к юго-западу от административного здания. В первом случае они встречены в крупном, протяженностью в 120 м обнажении, во втором — в небольшой (10 м) округлой выемке. На первом участке выше понтийских отложений залегают (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Мелкооолитовые табачные руды	1,2
2. Окисленные табачные руды с порфиристооолитовой структурой, обусловленной присутствием крупных (5—8 мм) оолитов, сцементированных мелкооолитовым материалом	0,3
3. Мелко-среднеоолитовые коричневые руды	1,7
4. Крупнооолитово-пизолитовые (5—20 мм) окисленные табачные руды	1,0
5. Средне- и крупнооолитовые черно-бурые рыхлые «икряные» руды	1,5
6. Глины серые, участками лимонитизированные с ожелезненными ядрами и обломками органических остатков	0,3
7. Мелко-среднеоолитовые коричневые руды	1,0
8. Черные псевдооолитовые «икряные» руды с линзами коричневых руд и редкими железомарганцевыми конкрециями	0,7—2,0
9. Брекчия пестрого состава с песчано-глинистым цементом. Нижняя и верхняя поверхности слоя неровноволнистые с многочисленными вздутиями и пережимами.	0—2,2
10. Черные «икряные» руды с редкими железомарганцевыми конкрециями	0,3—0,7
11. Желтовато-серые глинистые, слабослюдистые мелкозернистые песчаники	0,45
12. Коричневые «икряные» руды	0,3
13. Песчаники, аналогичные слою 11, с прослойками мелко- и среднеоолитовых коричневых руд. Верхняя часть слоя засыпана, его видимая мощность 0,5 м.	

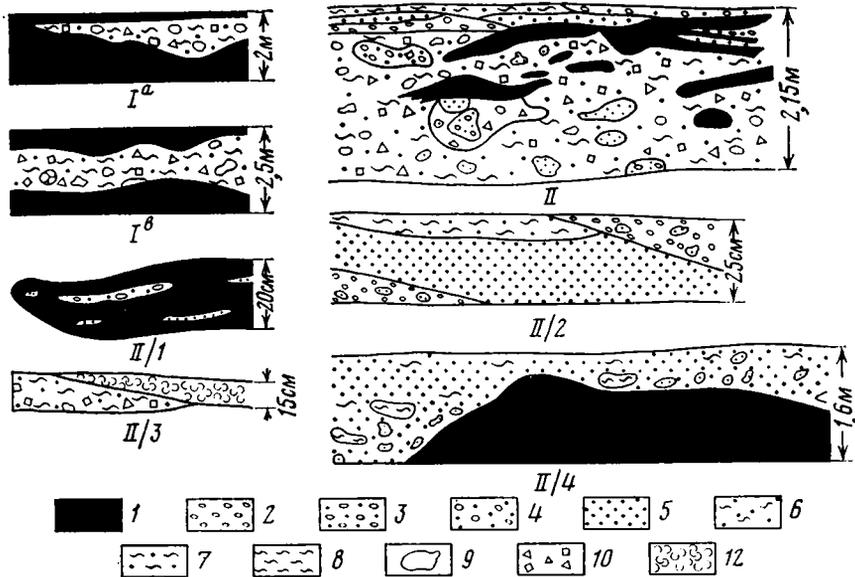
Продолжение разреза составлено на втором уступе в южной стенке карьера. В связи с некоторой нарушенностью залегания слоев описываемого участка и его недостаточной обнаженностью возможно, что при дальнейшем описании пропущено 2—3 м разреза.

14. Бедные редкооолитовые песчаные руды желтовато-зеленоватого цвета	2,0
15. Лимонитизированные глинистые мелкозернистые пески с обломками органических остатков	0,5

Выше, в недоступной непосредственному наблюдению вертикальной стенке карьера вскрыты алевритистые желтоватые и неяснослоистые серые глины.

Второй разрез расположен в 0,7 км в юго-западном направлении по азимуту 220° от описанного участка. Здесь нижняя его часть полностью идентична слоям 1—6 первого разреза. Выше наблюдаются:

	Мощность, м
7. Мелко-среднеоолитовые бурые и буровато-черные «икряные» руды	0,7
8. Среднеоолитовые хорошо сортированные черные «икряные» руды	2,1
9. Черные «икряные» руды с прослоями коричневых «икряных» руд	1,6
10. Желтоватые монтмориллонитовые алевритистые глины	0,3



Следы подводно-оползневых деформаций киммерийских осадков в Черноморском карьере

I — зарисовки слоя брекчий и вмещающих «икряных» руд (слои 8—10) в первом разрезе: а — западная часть обнажения, в — центральная часть обнажения.

II — зарисовки слоев брекчий во втором разрезе (слои 13—15): 1 — деталь слоя 13; 2 — деталь слоя 14; 3 — деталь слоя 15; 4 — деталь слоя 16

1 — черные «икряные» руды; 2 — коричневые руды; 3 — песчаные оолитовые руды; 4 — песчаники с железистыми оолитами; 5 — пески и песчаники; 6 — глинистые песчаники; 7 — песчаные и алевролитовые глины; 8 — глины; 9 — глыбовые и крупнообломочные брекчии; 10 — мелко- и среднеобломочные брекчии; 11 — скопления тонкораздробленных органических остатков (органогенная труха)

- | | |
|---------------------------|-----|
| 11. Черные «икряные» руды | 0,5 |
| 12. Глины, типа слоя 10 | 0,5 |

Продолжение разреза наблюдается в 60 м юго-западнее в овальной выемке:

- | | |
|--|-----|
| 13. Брекчия преимущественно песчаного состава с неправильными линзами черных «икряных» руд, с песчано-глинистым цементом | 1,7 |
|--|-----|

- | | |
|--|-----|
| 14. Розовато-желтые и желтые мелкозернистые кварцевые песчаники (подобные тем, что заключены в обломках слоя брекчий) с редкими оолитами | 0,3 |
|--|-----|

В нижней и верхней части слоя содержатся линзовидные прослои песчаных оолитовых руд и песчаных глин с обломками заключенных внутри них песчаников.

- | | |
|---|-----|
| 15. Органогенная труха и обломки органических остатков с песчано-глинистым цементом; на юго-запад они замещаются мелкообломочной брекчией песчано-глинистого состава с рассеянными черными оолитами | 0,2 |
|---|-----|

- | | |
|--|-----|
| 16. Глинистый, слабо сцементированный песчаник с линзой плотной черной «икряной» руды и неравномерно рассеянными обломками глинистого и песчано-глинистого состава | 1,6 |
|--|-----|

Размер видимой части рудной линзы около 5 м при максимальной мощности до 1,4 м. В северном направлении линза выклинивается и замещается глинисто-песчаным материалом. Верхняя ее граница резкая, но неровноволнистая (фигура). Размер обломков глинистых песчаников от долей до нескольких сантиметров, а серых глин — до 30 см. Последние имеют заметно округленные (замытые) очертания.

17. Линзовидно-переслаивающиеся серые и охристо-желтые алевритистые монтмориллонитовые глины 0,3

Участками глины брекчированы. Обломки сложены тем же материалом, что и цемент.

При сравнении обоих разрезов бросается в глаза, что слои брекчий расположены в близких, но все же разных частях разреза. В первом — брекчи приурочены к основному горизонту черных «икряных» руд, во втором — к более молодым слоям. В первом случае слой брекчий один и четко ограничен подстилающими и перекрывающими отложениями, а во втором таких слоев несколько и они неоднородны, часто на коротких расстояниях выклиниваются и замещаются нормальными осадками.

На фоне весьма пологих залеганий слоев киммерийских железорудных отложений (обычно 2—3°), углы наклона пород в описанных разрезах заметно выше. Так, в первом из них они наклонены на ЮВ—130° под углом 5—6°. Во втором разрезе (в нижней части) слои также наклонены под углом 5—6° и наблюдаются пологие антиклинальная и синклиналиная складки. В верхней части того же разреза (слои 11—16), в выемке, где вскрываются межпластовые брекчи, отмечаются более крутые падения. В центральной части обнажения они наклонены на запад под углом до 17°, а в юго-западной стенке — до 30°.

Слои брекчий всюду имеют беспорядочную структуру и обломочно-кусковатую текстуру. При общем их сходстве в обоих разрезах они имеют и заметные различия. В первом разрезе состав брекчий достаточно пестрый. Среди обломков и глыб (размером от долей сантиметров до 1 м) встречены серые, светло-серые и зеленоватые неслоистые и неясно-слоистые глины и песчано-алевритистые глины: темно-серые, серые, желтовато-зеленые и желто-бурые бедные песчаные мелко- и средне-оолитовые руды; желтоватые и зеленоватые глинистые песчаники с оолитами. Цемент представлен несортированным глинистым, алевритовым и тонким псаммитовым, преимущественно кварцевым материалом. В цементе постоянно присутствуют рассеянные, в основном мелкие оолиты гетитового, гидрогетит-гетитового и реже — гидрогетит-феррихлоритового состава. Толщина слоя брекчий непостоянна, в нем имеются раздувы и пережимы при общем сокращении мощности к западной части обнажения, где этот слой и выклинивается. В сторону выклинивания максимальный размер обломков сокращается до 20 см, и они становятся более однородными по составу: резко преобладают серые неясно-слоистые глины и алевритистые глины. Практически все обломки имеют достаточно четкие контакты с цементирующей массой.

Во втором разрезе нижний, самый мощный слой брекчий содержит в цементе преимущественно мелкозернистый кварцевый материал с примесью глинистого вещества и рассеянных оолитов. Среди обломков преобладают розоватые, желтые и желто-серые песчаники и глинистые песчаники, реже встречаются зеленоватые-серые алевритистые монтмориллонитовые глины. Размер обломков от долей до 20 см при преобладании от 1—2 до 3—5 см. В песчаниках часто присутствуют мелкие оолиты. В слое встречены также мелкие обломки органических остатков. Кроме того, здесь присутствуют гнезда и неправильной формы линзы черной «икряной» руды с нерезкими контактами с цементирующей массой. Эти рудные тела содержат тонкие линзовидные прослойки и гнезда желтоватых песчаников с редкими оолитами (см. фигуру, II/1). Размер рудных линз от 2×30 см до 0,3×2 м. Для слоя характерно также присутствие немногочисленных крупных обломков, заключающих в себе более мелкие угловатые фрагменты брекчий более ранних генераций. Последние представлены разноокрашенными песчаниками, глинами и редкооолитовыми песчаными рудами того же типа, что и в составе обломков в первом разрезе. Весь обломочный материал имеет заметную ориентировку по простиранию описываемого слоя. Нижний его контакт закрыт

осыпью, а верхний — ровный с отчетливым срезанием линз «икряной» руды, отчего возникает впечатление несогласного залегания вышележащего слоя (см. фигуру, II).

В составе вышележащих слоев с обломочной текстурой присутствуют лишь некрупные обломки глинистых песчаников и алевролитистых глин, а в слое 16 — также и сложной конфигурации тело черной «икряной» руды (см. фигуру, II/4).

Для обоих разрезов и характерно отсутствие в составе обломков брекчий диагенетических макроконкреций, обычно повсеместно присутствующих в слоях рудоносных осадков.

Отмеченные особенности брекчий — отсутствие сортировки и окатанности обломочного материала, наличие обломков только местных пород, ненарушенная слоистость подстилающих и перекрывающих слоев, определенная стратиграфическая приуроченность — все это не оставляет сомнения в обвально-оползневом характере описываемых образований (Верзилин, 1961; Верзилин, Окнова, 1977; Тихомиров, Хаин, 1947; Голубятников, 1946). Кроме названных авторов современные и древние оползневые явления описывали А. Д. Архангельский, А. А. Иванов, Н. Ф. Успенская, А. В. Хабаков (1948), И. А. Конюхов, П. С. Воронов, И. И. Белостоцкий (1955), С. Г. Неручев и А. Ф. Ильинский и другие исследователи. В составе оползневых материалов отмечались известняки, мергели, галогенные породы, но чаще всего песчаники, алевролиты и глины. Кроме брекчий в этих работах рассматривались следы оплывания осадков, ложные складки, скручивания и закручивания слоев, нептунические дайки — оползневые признаки, отсутствующие в наших примерах.

Общий анализ литературы по оползням и особенности рассмотренных здесь слоев брекчий позволяют предполагать пять возможных причин их образования.

1. Гравитационное сползание насыщенных водой мелководных осадков по наклонному дну бассейна осадконакопления. Некоторые исследователи (Пустовалов, 1940; Белостоцкий, 1955) считают достаточными для этого углы наклона в 1—3°. Однако по экспериментальным данным И. И. Ратновского и Н. Г. Чочиа (1948), глинистые осадки начинали перемещение при угле наклона 27—30°. Очевидно, углы наклона дна, при которых возможны оползневые явления, зависят от состава субстрата и самих сползающих осадков, а также от гидродинамики бассейна. В нашем же примере песчано-глинистые осадки лагунного типа вряд ли могли сползть при наблюдающихся малых уклонах ложа Эльтиген-Ортельской мульды (Шнюков, 1965). В противном случае эти явления наблюдались бы в значительно более широких масштабах. Притом обычно видимые четкие контуры обломков, без следов оплывания, могут свидетельствовать об их достаточной консолидации в момент оползания, хотя насыщенные водой они могли бы скорее сместиться по склону.

2. Обмеление бассейна, подмыв берегов и частичное их обрушение. В этом случае, очевидно, могли сохраниться в ископаемом состоянии лишь прочные осадки типа рифовых построек. Рыхлые же песчано-глинистые осадки при волновом воздействии наверняка бы разрушились и поступили в осадок лишь в виде мелких комочков или отдельных зерен. Этот способ формирования обломков нельзя полностью исключить для некоторых глинистых брекчий. Подсохшие при обмелении, при повторном попадании в воду они «затираются» и могут сохраниться в виде достаточно крупных обломков, погружаясь в рыхлый осадок.

3. Проседание осадков в результате карстовых явлений в подстилающих отложениях. В этих случаях нередко наблюдаются достаточно крутые наклоны слоев просевших осадков. В верхней части разреза на втором из рассмотренных выше участков отмечаются углы падения слоев до 30°. Однако в данном конкретном случае нет уверенности, что этот

наклон образовался в киммерийское время. Возможно, что он возник и при взрывных работах в карьере. К тому же в дне карьера, расположенном на отложениях понта, где нередко наблюдаются выходы грунтовых вод, нигде не отмечались карстовые воронки. Трудно предположить также, что при растворении раковин мелких органических остатков, рассеянных среди глинистой массы фален, могут образоваться значительные полости, способные вызвать заметные обрушения вышележающих отложений.

4. Присутствие крутых обрывистых участков дна — эскарпов в бассейне осадконакопления. Осадки, накапливающиеся у края эскарпа, могут обрушиваться, образуя обвально-оползневые брекчии. Такие явления могут встречаться в районах рифовых построек. Достаточно крутые уклоны дна могут иметь место также и на периферии заметных скоплений органических остатков, не являющихся рифообразователями. Примеры таких скоплений (банки) известны и в керченских мульдах. В этом случае сползание водонасыщенных осадков, перекрывающих такие скопления, возможны и в рассмотренных примерах, особенно во втором, где в составе основного слоя брекчий и в перекрывающем его слое присутствуют обломки органических остатков. Сползающий осадок в этом случае мог захватывать и часть органических остатков, которые частично попадали в состав обломочного слоя, а самые мелкие обломки, взмученные вместе с иловым материалом, поднимались вверх и затем, медленно оседая, образовывали маломощный слой органогенной трухи с глинистым цементом.

5. Сейсмические толчки, связанные либо с вулканическими проявлениями соседних областей, либо с общим тектоническим воздыманием территории.

В большинстве примеров оползневых структур описывающие их авторы приходят к выводу о сейсмической природе этих образований (Тихомиров, Заин, 1947; Хабаков, 1948; Верзилин, Окнова, 1977, и др.). Сейсмические проявления, вероятнее всего, послужили и первопричиной образования оползней в пределах Эльтиген-Ортельской мульды. На керченском полуострове известны проявления киммерийского грязевого вулканизма, с которым также косвенно связано накопление оолитовых железных руд во «вдавленных синклиналиях» (Шнюков, Науменко, 1966). Эти вулканические проявления, являющиеся отражением более мощных эндогенных процессов Кавказской геосинклинали, могли вызвать небольшие землетрясения и в районе киммерийских мульд Керченского бассейна. При этом полужатвердевшие осадки подвергались раскалыванию и подвижкам, особенно на относительно более крутых участках склонов, какими могли быть краевые части банок органических остатков или намытые волнами скопления существенно обломочных (псевдооолитовых) «икряных» руд. И в том и в другом случае эти подвижки сдвигали, вероятно, материал субстрата оползня — обломки раковин и рудные фрагменты, которые также вовлекались в оползень и поэтому присутствуют в составе брекчий.

К моменту образования оползней интенсивнее стали проявляться и восходящие тектонические движения (Керченский железорудный бассейн, 1967), что приводило к часто наблюдаемым смещениям киммерийских слоев относительно друг друга (Юрк и др., 1960), к отмеченным выше более крутым наклонам слоев и их пологой складчатости. Об устойчивом регрессивном развитии бассейна в этот период свидетельствует также тот факт, что верхняя часть разреза киммерийских отложений сложена теми же породами, что и обломки брекчий, которые являются более мелководными, чем вмещающие их икряные руды. С момента формирования брекчий начинается и резкое затухание процессов железонакпления. На ранних этапах регрессии обмеление керченских лагун приводило к окислению, а затем перемыву и переотложению части первич-

ных (табачных и коричневых) руд, и формированию более богатых псевдооолитовых «икряных» руд. Дальнейшее развитие регрессии привело к усилению эрозионных процессов рек и временных потоков (в связи с понижением базиса эрозии), что привело к значительному привносу в лагуны обломочного материала. Продолжавшееся оолитообразование имело в это время уже редуцированный характер, что приводило к формированию бедных песчаных руд и глинисто-песчаных пород с оолитами, а вскоре и вовсе прекратилось, подавленное накоплением обломочных масс.

Оползание осадков, судя по рассмотренным примерам, происходило на разных участках дна Эльтиген-Ортельской лагуны неодновременно. На первом участке наблюдается самый ранний из описанных оползней. Он же, очевидно, явился и самым крупным и относительно более удаленным от берега. В составе слагающих его фрагментов отмечается наибольшая пестрота состава и крупности обломков пород. Этот материал неравномерно сгрудился на более глубоководные и рыхлые отложения черных «икряных» руд, что приводило к их дифференцированному уплотнению и выдавливанию в местах более мощных скоплений обломков. Это же определило и волнистый характер подошвы слоя брекчий. Процесс формирования «икряных» руд в момент стабилизации оползня не прекращался. Они продолжали накапливаться в западной части описываемого участка, где брекчия выклинивается, а также и на самом оползневом слое, который, не подвергаясь абразионному волновому воздействию, перекрывался «икряными» рудами, «залечившими» все неровности его кровли. Поэтому подошва верхнего рудного слоя (слой 10) также имеет неравномерно-волнистый характер.

Несколько иные особенности имеют брекчии второго участка. Более ровный состав и размеры обломков, представленных преимущественно песчаниками, свидетельствуют о более мелководной обстановке формирования здесь слоя брекчий. В его составе отмечаются также фрагменты более ранних оползней, не вскрытых на этом участке (см. фигуру, II). Нерезкие контуры тел «икряной» руды, присутствующих в этом слое, и их ориентированное, вытянутое по простиранию положение, свидетельствует о пологом и медленном их сползании в состоянии достаточной насыщенной водой. Кровля описываемого слоя (слой 14) явно эродирована, что создает видимость несогласия. На этой кровле формируются, вероятно, в условиях значительного волнового воздействия маломощные линзы песчаных брекчий, песчаников и выше — песчаных глин, их брекчий и мелких органогенных обломков. Верхний обломочный слой глинистого песчаника (слой 16) является, по-видимому, наиболее мелководным. Частично разрушенная линза «икряной» руды замещается по простиранию и перекрывается песчано-глинистым материалом с обломками того же и почти чистого глинистого состава. Эти обломки не образуют определенного простоя, а распределены неравномерно. Глинистые, более крупные обломки и глыбы, возможно, явились фрагментами периодически осушавшихся, подмытых и частично обрушившихся отложений. Их падение в песчано-глинистый осадок и перемещение в нем вызывало и его частичное дробление. Неровная же поверхность линзы черной руды обусловлена либо сильной волноприбойной эрозией, либо неравномерным скоплением на ней обломочного материала.

Присутствие среди мелководных осадков значительного количества глинистого материала свидетельствует о весьма пологой шельфовой зоне описываемой лагуны с достаточно изрезанной береговой линией. Во вдающихся в сушу заливах при этом накапливался тонкоотмученный глинистый материал, который, таким образом, иногда являлся более мелководным, чем более грубый обломочный. Подобные же соотношения наблюдаются, например, и в современных осадках оз. Севан.

ЛИТЕРАТУРА

- Белостоцкий И. И.* Некоторые примеры деформаций осадков в период их отложений.— Бюл. МОИП, т. 60. Отд. геол., 1955, вып. 4.
- Верзилин Н. Н.* Многообразие следов древних землетрясений в нижнемеловых отложениях северо-восточной Ферганы.— Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1961, № 24, вып. 4.
- Верзилин Н. Н., Окнова Н. С.* Следы древних землетрясений в осадочных толщах.— В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977, стр. 30—37.
- Голубятников В. Д.* Явления древних подводных оползней и внутрiformационные нарушения. Л., Материалы ВСЕГЕИ. Общ. сер., сб. 7, 1946.
- Керченский железорудный бассейн (гл. ред. Страхов Н. М.). М., «Недра», 1967.
- Мирошников Л. Д.* К вопросу о подводных оползнях в связи с наблюдениями на северо-западе Сибирской платформы.— Вестн. ЛГУ. Геология, 1960, № 12, вып. 2.
- Пустовалов Л. В.* Петрография осадочных пород, ч. 2. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Ратновский И. И., Чочиа Н. Г.* О первичных углах наклона пород. Литол. сб. ВНИГРИ, № 1, Л.—М., 1948.
- Тихомиров В. В., Хаин В. Е.* Подводные оползни и обвалы в третичных отложениях северо-восточного Азербайджана.— Докл. АН СССР, 1947, т. 58, № 1, стр. 105—108.
- Хабаков А. В.* Древние оползневые нарушения артинских слоев на Среднем Урале.— Докл. АН СССР. Нов. сер., 1948, т. 61, № 6.
- Хабаков А. В.* Наблюдения над первичными особенностями залегания осадочных толщ.— В кн.: Методическое руководство по геологической съемке и поискам. М., Гостеолтехиздат, 1954.
- Шнюков Е. Ф.* Генезис железных руд Азово-Черноморской рудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Шнюков Е. Ф., Науменко П. И.* Киммерийские железорудные месторождения во вдавненных синклиналиях Керченского полуострова.— Сов. геология, 1966, № 4, стр. 142—149.
- Шрок Р.* Последовательность в свитах слоистых пород. М., Изд-во иностр. лит., 1950.
- Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф., Лебедев Ю. С., Кириченко О. Н.* Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Симферополь, Крымиздат, 1960.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Дата поступления
1.VI.1978

УДК 551.436 : 551.351 (575.3)

**ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ
ПОДВОДНОЙ КАНЬОННО-ВЕЕРНОЙ СИСТЕМЫ
(КАРБОН ЮГО-ЗАПАДНОГО ДАРВАЗА)**

Т. А. ВОЗНЕСЕНСКАЯ

Намюрские геосинклинальные толщи Юго-Западного Дарваза представлены разнообразными литологическими комплексами: вулканическими, вулканогенно-осадочными и осадочными. В формировании последних существенную роль играл терригенный сиалический материал разной granulometriи — от гравийно-галечного до алевритового, поступавший в бассейн с запада. Транспортировка его в зону седиментации осуществлялась автокинетическими потоками разной плотности, а также донными течениями. Грубообломочные терригенные накопления относятся к образованиям подводных каньонно-веерных систем.

На северном Памире в юго-западных отрогах Дарвазского хребта широко развиты мощные эвгеосинклинальные толщи раннекаменноугольного возраста (Власов, 1961; Бархатов, 1963; Пыжьянов, 1964; Руженцев, 1976; Руженцев и др. 1977, и др.), которые представлены очень разнообразными в литологическом отношении комплексами пород, отражающими сложную обстановку осадконакопления в морском бассейне геосинклинального типа. Обстановка эта обусловлена такими взаимосвязанными факторами, как напряженная тектоническая активность, тип вулканической деятельности, гидродинамика и морфология бассейна; на седиментацию также оказывал влияние характер источников сноса, откуда поступал терригенный (аллохтонный) материал. Литологическое изучение разнофациальных комплексов проводилось в Калайхумбской подзоне от долины р. Хырсадар на севере до долины р. Дробак (правый приток р. Пяндж) на юге.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

В основании эвгеосинклинального разреза (турне? — визе) развит терригенно-базальтовый комплекс (до 2 км), представленный шаровыми спилитами, довольно однообразными по составу и структурно-текстурным признакам (Сухов, 1977); среди них встречаются осадочные породы: серые и темно-серые слюдисто-кварцевые и известняково-кварцевые песчаники, иногда известковистые алевролиты и аргиллиты. В незначительном количестве присутствуют тонкообломочные туффиты и гиалокластиты.

Намюр представлен очень разнообразными и пестрыми в фациальном отношении толщами, которые можно подразделить на следующие литологические комплексы: известняково-базальтовый, конгломератово-туфовый, туфово-эффузивный и терригенный.

Известняково-базальтовый комплекс сложен красными, реже зелеными подушечными базальтами, содержащими прослой розовых известняков с остатками аммонитов намюра. Кроме того, в его строении принимают участие лавобрекчии, гиалокластиты, кристалло-литические ба-

зальтовые туфы. Мощность комплекса варьирует от 500 м (на севере региона — бассейн р. Хырсдара) до 1200—1500 м (на юге — верховья рек Обимангит, Сангев). Формирование его происходило в удаленной от берега зоне бассейна в верхней части батиаля.

Конгломератово-туфовый комплекс развит в бассейне р. Хырсдара, где залегает на известняково-базальтовых образованиях. Он характеризуется большим разнообразием слагающих его типов пород, причем ведущая роль принадлежит терригенным и пирокластическим породам. Первые представлены песчаниками разной структуры, гравелитами, конгломератами и конглобрекчиями, к которым приурочены олистолиты турнейских и визейских известняков; по минеральному составу песчано-галечный материал подразделяется на вулкано-терригенный, полимиктовый и известняковый, иногда с примесью тефры. Пирокластические накопления — туфы, разнообразные по составу от андезито-базальтовых до липаритовых (с резким преобладанием крайних членов) и по структуре от мелко-среднеобломочных до агломератовых. Среди них выделяются витрические, кристалло-витрические, витро-кристалло-литические и шлаковые разности, но наиболее распространены ксенотуфы андезито-базальтового состава и липаритовые кристалло-пемзовые туфы, иногда слабо спекшиеся. Часть пирокластического материала претерпела в зоне седиментации переработку, в результате сформировались тефроиды и тефрогенные песчаники. Кроме обломочных пород наблюдаются редкие и маломощные прослои кремнистых и известковисто-кремнистых туффитов, красных и зеленых силицитов (иногда с радиоляриями), глинистых спонголитов, аргиллитов, часто известковистых, и очень тонкие слои пелитоморфных известняков. Характерны субвулканические тела диабазов и кератофиров. Видимая мощность комплекса 350—400 м.

Литологические особенности конгломератово-туфовых накоплений следующие:

1. Обилие ювенильного материала — преимущественно продуктов вулканических эксплозий, большая часть которых транспортировалась в зону седиментации пирокластическими потоками: иногда в туфах наблюдаются экзотические фрагменты турнейских и визейских известняков разных размеров (гравий, галька, глыбы).

2. Наличие вулкано-терригенного материала, образование которого происходило в результате разрушения вулканических построек.

3. Присутствие определенного набора осадочной терригенной кластики; подавляющая ее масса представлена серыми известняками, содержащими многочисленные органические остатки, характерные для зоны мелководья: иглокожие, брахиоподы, мшанки, кораллы, фораминиферы, водоросли (багряные и сифонниковые). В разных обломках известняков развиты комплексы фораминифер, относящихся к различным горизонтам визе¹. Реже попадаются розовые пелагические известняки из нижележащего известняково-базальтового комплекса. Кроме карбонатных фрагментов в резко подчиненном количестве встречаются обломки серых мелко-среднезернистых полимиктовых и кремнево-известняковых песчаников; наблюдаются единичные обломки известковистых силицитов и яшм, в последних присутствуют радиолярии верхнего девона².

4. Своеобразие фауны, обнаруженной в силицитах и известковисто-кремнистых туффитах, развитых между обломочными горизонтами, — мелкие окремленные раковины аммонитов, радиолярии и кремневые губки. Последние претерпели переработку донными течениями, и в породах наблюдается рассортировка спикул по размерности.

Терригенные песчано-галечные накопления развиты в западной части площади распространения конгломератово-туфового комплекса, и коли-

¹ Фораминиферы определялись Е. А. Рейтлингер (ГИН АН СССР).

² Радиолярии определялись Б. Б. Назаровым (ГИН АН СССР).

чество их резко сокращается в северо- и юго-восточном направлении. Это свидетельствует о том, что основной источник существенно известнякового материала располагался западнее современных выходов обломочных толщ.

Наличие в отложениях пирокластических потоков и в вулканотерригенном материале галек, глыб и отторженцев турнейских и визейских мелководных известняков заставляет предполагать, что последние находились в основании вулканических построек и попадали в зону седиментации благодаря сильнейшим эксплозиям плинианского типа, для выбросов которого характерно обилие пирокластике, в том числе и пемзы (Луцицкий, 1971). Изменения мощностей туфовых пластов и гранулометрии тефры на площади указывают на то, что вулканические аппараты располагались северо-западнее и севернее современных выходов конгломератово-туфового комплекса. По характеру отложений этот комплекс относится к фациям, удаленным от вулканического жерла (промежуточная зона вулканических построек по Е. Ф. Малееву, 1975).

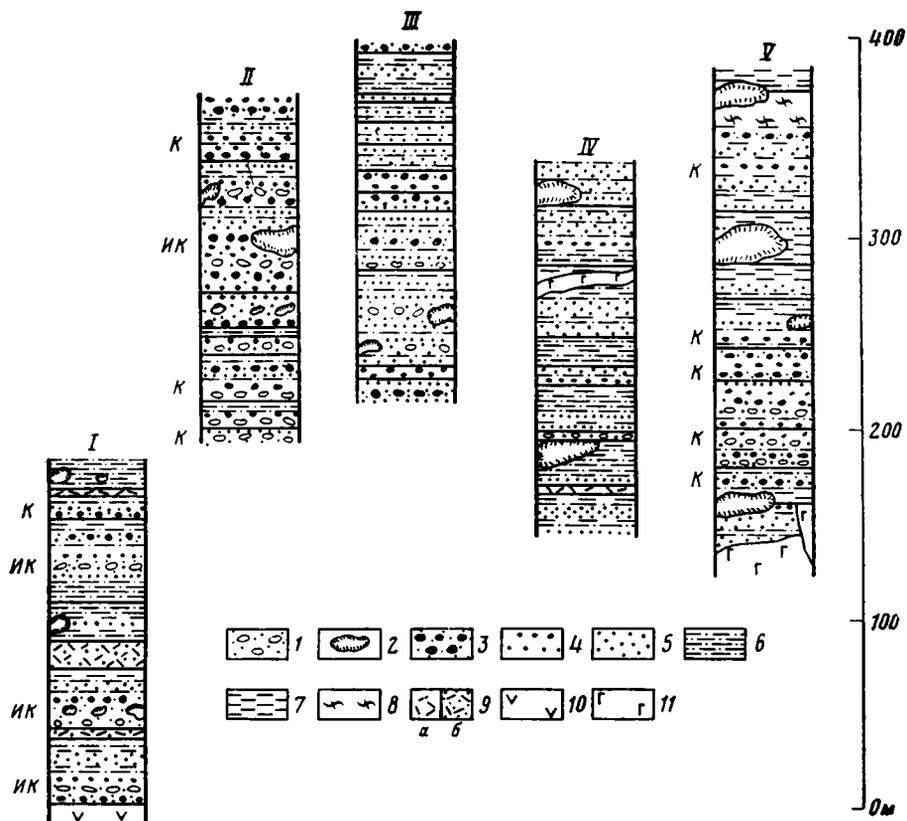
Туфово-эффузивный комплекс развит на юге рассматриваемой территории (реки Сангев, Дробак). В его строении принимают участие продукты вулканической деятельности — лавы, лавобрекчии, туфы от мелкообломочных до агломератовых базальтового и андезито-базальтового состава; многочисленны субвулканические тела диабазов, кератофиров и кварц-плагиоклазовых порфиоров. В низах разреза резко преобладают эффузивы, а в верхах — пирокластические породы. Иногда среди туфов присутствуют тонкие слои кремнистых туффитов. Мощность комплекса 800—900 м. Такого типа отложения относятся к прикратерным фациям вулканических построек (Малеев, 1975).

Терригенный комплекс занимает центральную часть Юго-Западного Дарваза. В его строении намечаются две градации (два типа разреза): северная — песчаниково-аргиллитовая и южная — аргиллитово-конгломератовая. Первая распространена на большей части площади распространения комплекса и представлена алевролитами и песчаниками мелко- и среднезернистыми, развитыми в виде маломощных прослоев среди аргиллитов. Вторая территориально ограничена средним течением р. Обимангит и р. Зинг и ее облик определяется обломочными породами разной гранулометрии от алевролитов до конгломератов, которым подчинены аргиллиты, кроме терригенных пород здесь присутствуют туфы липаритовые, туффиты, спонголиты, фтанитоиды (иногда с радиоляриями) с тонкими прослойками микритовых известняков. Южнее р. Зинг существенно терригенные отложения быстро замещаются туфово-эффузивным комплексом, а на севере рассматриваемой территории — конгломератово-туфовым. Так как цель статьи — характеристика генетических типов терригенных грубообломочных накоплений, то ниже приводится более подробное описание аргиллитово-конгломератовой градации.

СТРОЕНИЕ АРГИЛЛИТОВО-КОНГЛОМЕРАТОВОЙ ГРАДАЦИИ

Развитые на сравнительно небольшой площади, примерно в 10 км², отложения испытывают значительные латеральные изменения. Породы имеют субмеридиональные простирания и смяты в систему мелких складок. Это позволяет выявить тенденцию изменения гранулометрических типов пород и вкрест простирания, т. е. с запада на восток. Мощность аргиллитово-конгломератовых накоплений составляет 400 м.

Наиболее обогащенный грубообломочными образованиями разрез развит по бортам долины р. Обимангит (фиг. 1, разрезы I, II). В основании его преобладают темно-серые аргиллиты, серые алевролиты и песчаники; изредка встречаются прослой (до 0,5 м) гравелитов и мелкогалечных конгломератов; характерны зеленые и темно-серые кристаллопемзовые крупнообломочные туфы липаритового состава (до 1,5 м мощно-



Фиг. 1. Разрезы аргиллитово-конгломератовой градации терригенного комплекса I—III — по р. Обимангит; IV — на водоразделе рек Обимангит, Зинг; V — по р. Зинг. I — конгломераты; 2 — глыбы и отторженцы известняков; 3 — гравелиты, 4—5 — песчаники: 4 — средне-крупнозернистые, 5 — средне-мелкозернистые; 6 — алевролиты; 7 — аргиллиты; 8 — силтициты; 9 — туфы липаритовые: а — мелкообломочные, б — крупнообломочные; 10 — андезито-базальты; 11 — диабазы

стью), сформированные пирокластическими потоками. Средняя часть разреза насыщена гравийно-галечными образованиями. Гравелиты и конгломераты часто сгруппированы в пачки (5—10 м), разделенные пакетами (1—1,5 м) темно-серых аргиллитов, серых алевролитов и песчаников мелко-, реже средне- и крупнозернистых; иногда тонкообломочные породы образуют накопления до 15—20 м. К горизонтам конгломератов и гравелитов приурочены олистолиты турнейских и визейских известняков, достигающие нескольких метров в поперечнике. В верхней части разреза резко сокращается количество гравийно-галечных образований; здесь основной фон образуют песчаники разной структуры, которым подчинены алевро-пелиты. Вкостр простирания пород, с запада на восток, на расстоянии 400—500 м происходит почти полное «выклинивание» гравийно-галечных накоплений и резко возрастает роль алевро-пелитов (фиг. 1, разрез III).

Южнее, на водоразделе рек Обимангит и Зинг (фиг. 1, разрез IV), терригенные отложения, отвечающие верхней половине охарактеризованного выше разреза, представлены темно-серыми алевро-пелитами, содержащими слои серых алевролитов (0,1—3 см) и мелко-среднезернистых песчаников (1—7, реже 15—25 см). Прослой конгломератов и гравелитов маломощны (до 2 м) и единичны, в них попадаются глыбы известняков; встречаются липаритовые кристалло-пемзовые туфы и тефroidы (0,5—0,9 м).

В разрезе, обнажающемся в бортах долины р. Зинг (фиг. 1, разрез V), вновь увеличивается значимость гравийно-галечных накоплений, которые также тяготеют к средней части аргиллитово-конгломератовой градации, и также наблюдается их «выклинивание» с запада на восток. В чем же заключаются принципиальные отличия этого типа разреза от обимангитского? Прежде всего здесь отсутствуют конгломераты, а грубые обломочные породы представлены гравелитами, иногда с мелкой галькой, и появляются хемогенно-биогенные породы: спонголиты (спикулы губок тонкие) и фтанитоиды, содержащие перекристаллизованные радиолярии; иногда в кремнистых породах развиты тонкие слои тонкокристаллических известняков с органогенным детритом; кислые туфы не характерны, но встречаются очень тонкие прослойки гиалокластиков.

Латеральная ограниченность грубообломочных накоплений и «выклинивание» их с запада на восток вкрест простирания толщ свидетельствуют о том, что источник терригенной кластики находился на западе. Он располагался в пределах современной Таджикской депрессии, в восточной части которой по аэромагнитным данным (Аргутина и др., 1970) существуют участки с приподнятым докембрийским фундаментом, бывшие, по-видимому, в докаменноугольное время областью платформенной седиментации (Власов, Тарасенко, 1970).

СОСТАВ ТЕРРИГЕННОЙ КЛАСТИКИ

По составу обломков песчано-галечные породы подразделяются на два основных типа: известняково-кремневый и кварцево-кремневый.

Первый тип представлен обломками силицитов, иногда с радиоляриями, метаморфических кварцитов, известняков микро-, и среднекристаллических и органогенных (с фораминиферами), карбонатизированных пород; встречаются обломки криноидей и в разных пропорциях метаморфический и гранитоидный кварц; единичны фрагменты известковистых слюдисто-кварцевых алевролитов и кварц-эпидотовых и слюдястых сланцев. При уменьшении гранулометрии осадков до мелкопесчаной и алевритовой резко сокращается количество обломков пород, за исключением карбонатов, и начинает доминировать кварц, появляются слюда (мусковит) и редкие обломки плагиоклазов, гематит, магнетит, а иногда и растительный детрит. Эта разновидность мелкообломочной кластики, определяемая как известняково-кварцевая, тесно ассоциирует с грубым известняково-кремневым материалом и является его механическим дифференциатом. Обломочные породы первого типа характерны для отложений, развитых в долине р. Обимангит.

Иногда встречаются туфопесчаники и обломочные туффиты — породы, в которых к терригенной кластике в разных пропорциях примешана средне- и крупнообломочной размерности липаритовая тефра: оплавленные кристаллы кварца, плагиоклазов и пемза.

Наличие смешанных вулканогенно-осадочных пород и их однотипность в территориальном размещении с пирокластическими и терригенными образованиями определяют пространственную близость вулканических аппаратов и источника терригенной кластики.

Второй тип обломочного материала — кварцево-кремневый, в отличие от первого не содержит обломков известняков; в нем появляются обломки фтанитоидов³ и углисто-глинистых сланцев; изредка встречается сильно разложившийся биотит и единичные зерна калишпата. Мелкопесчаный и алевритовый материал преимущественно слюдисто-кварцевого состава с редкими плагиоклазами; слюда мусковитового типа, реже попадает биотит. Отдельные разности пород содержат растительный детрит и кристаллики пирита. Этот тип обломочных пород характерен

³ В некоторых обломках силицитов встречены радиолярии девонского облика.

для отложений, развитых по р. Зинг, и встречается в верхней части разреза по р. Обимангит. По р. Зинг известняки наблюдаются лишь в виде глыб, небольших и очень крупных (до нескольких десятков метров) в песчано-глинистых породах.

Исходя из характера терригенной кластики, можно составить представление о строении питающей провинции. В ее пределах были развиты известняки (часть из них раннекаменноугольного возраста), силициты (в том числе девонские), обломочные породы существенно кварцевого состава и углисто-глинистые сланцы, метаморфические толщи, сложенные слюдистыми, кварц-эпидотовыми сланцами и кварцитами, а также гранитоиды.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОБЛОМОЧНЫХ НАКОПЛЕНИЙ

По текстурно-структурным признакам все обломочные образования можно подразделить на три неравноценные по объему группы, отличающиеся гранулометрией, характером сортировки материала, количеством цемента и стратификацией. Эти различия обусловлены разным механизмом транспортировки и отложения кластики, в результате чего сформировались три генетические группы пород: 1 — отложения зерновых потоков, 2 — отложения турбидных (суспензионных) потоков, 3 — отложения донных течений (таблица).

1. *Отложения зерновых потоков.* Среди них выделяются две текстурно-структурные разновидности накоплений.

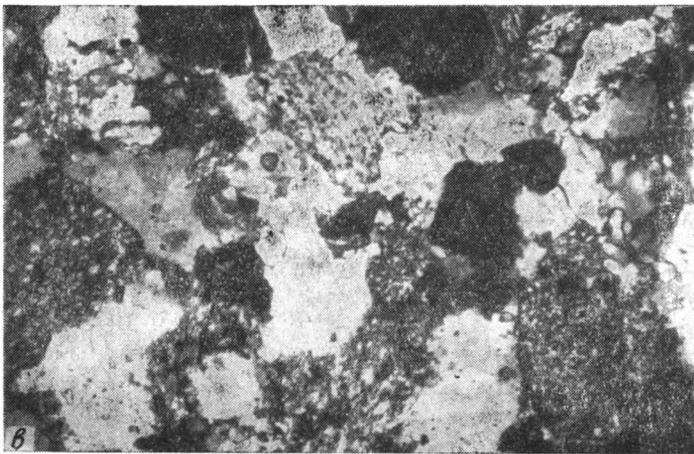
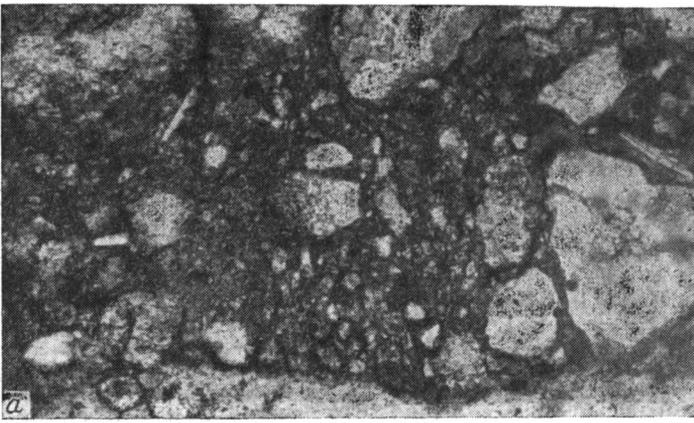
Первая разновидность представлена в основном мелко-среднегалечными конгломератами и гравелитами, характеризующимися обильной песчано-глинистой связующей массой (фиг. 2, а). Обломки угловатые и угловато-окатанные, реже хорошо окатанные, причем последние иногда имеют форму полусфер, что свидетельствует о неоднократной фрагментации кластики при переносе материала. Очень часто наблюдается субпараллельная ориентировка удлиненных обломков. Особенность этих пород — отсутствие сортировки материала.

Гравелиты и конгломераты слагают массивные пласты мощностью от 0,5 до 4 м, в которых не наблюдается никакой стратификации. В редких случаях вблизи подошвы отмечается некоторое обогащение более крупными фрагментами, чем материал, слагающий пласт. Грубообломочные породы развиты в толще чередования аргиллитов и алевролитов в виде отдельных пластов или образуют непрерывные серии, в которых каждый последующий слой все менее и менее грубозернистый, причем контакты как между слоями внутри серии, так и всей серии с вмещающими алевро-пелитами резкие.

Текстурно-структурные признаки гравийно-галечных отложений свидетельствуют о том, что они формировались одним из типов автокинетических потоков (Fisher, Mattinson, 1968; Hendry, 1973; Walker, 1975, и др.), получившим в зарубежной литературе наименование зернового (grain flow).

Вторая разновидность накоплений наиболее распространена и охватывает более широкий гранулометрический спектр пород: от конгломератов преимущественно мелко-, реже крупно-среднегалечных до мелко-среднезернистых песчаников. В структурном отношении эти породы сходны с предыдущими, отличаясь лишь меньшим количеством связующей массы, т. е. более плотной упаковкой (см. фиг. 2, б).

Текстурные различия более существенны. Для этого типа накоплений характерно прямое градационное распределение материала. Встречается три гранулометрических ряда: 1) мелкогалечный конгломерат — гравелит — грубо- или крупнозернистый песчаник; мощность варьирует от 0,5 до 1 м, 2) гравелит, часто с рассеянной галькой в основании,—



Фиг. 2. Структуры обломочных пород:
а — обильная песчано-глинистая связующая масса в отложениях зерновых потоков (первая разновидность), шлиф, николь один, $\times 63$; **б** — глинисто-песчаная связующая масса в отложениях зерновых потоков (вторая разновидность), шлиф, николь один, $\times 63$; **в** — бесцементные песчаники (контуриты), шлиф, николи скрещены, $\times 63$

Главные признаки генетических типов терригенных отложений

Признак	Отложения			
	автокинетических потоков			донных течений (контуриты)
	зерновых потоков		суспензионных потоков (турбидиты)	
	I разновидность	II разновидность		
Гранулометрия	Галька мелкая и средняя, гравий	Песок от мелкого до крупного, гравий, реже галька	Песок от крупного до мелкого, алевроит	Мелкий песок, алевроит
Сортировка	Отсутствует	Отсутствует, плохая	Средняя, плохая	Хорошая, средняя
Количество связующей массы	Много	Мало	Разное количество	Очень мало, отсутствует
Текстура пластов	Беспорядочная (массивная)	Градационная (прямая, инверсионно-прямая)	Прямая градационная; тонкая горизонтальная и косая слоистость	Массивная, тонкая пологая косая, косоволнистая, горизонтальная; реже градационная
Контакты	Оба резкие	Оба резкие	Оба резкие; нижние эрозионные, со слепами нагрузки, верхние ровные	Оба резкие, нижние часто эрозионные
Наличие обломков аргиллитов из подстилающего слоя	Нет	Нет	Присутствуют	Присутствуют
Мощность	До 4 м	До 1 м, реже — 10—18 м	До 0,2 м	До 0,05—0,07 м
Механизм перемещения	Гравитационные потоки	Гравитационные потоки	Гравитационные потоки	Гидродинамический режим течения
Механизм, удерживающий частицы в потоке	Дисперсионное давление между обломками и силы сцепления глинистых частиц	Дисперсионное давление между обломками	Внутренняя энергия турбулентной суспензии	Нет

песчаник крупно-средне- или мелкозернистый; мощность разная, от 0,4 до 1,5 м, 3) песчаники от крупно- до мелкозернистых (от 0,05—0,1 до 0,5—0,6 м). Обычно песчаники развиты в толще аргиллитов в виде отдельных прослоев, тогда как грубообломочные образования группируются в серии, мощность которых иногда достигает 8—12 м. Кроме прямой градационной отсортированности, встречается инверсионно-прямая градированность, которая развита в мощных (10—18 м) пластах мелко-среднегалечных конгломератов; она подчеркивается крупной галькой и глыбками известняков, приуроченных к центральным частям пластов. Грубообломочные породы развиты в толще аргиллитов, содержащих слои алевролитов и мелкозернистых песчаников.

Рассмотренные отложения транспортировались, по-видимому, зерновыми потоками, которые в отличие от предыдущих были более высококонцентрированными, а дисперсионное давление, являющееся основным механизмом удерживания материала в движущемся потоке, было более значительным (Walker, 1975). Различия в текстурно-структурных признаках двух разновидностей отложений зерновых потоков обусловлены не только разной величиной дисперсионного давления. В формировании накоплений первого типа значительную роль играл и другой механизм—силы сцепления глинистых частиц. Именно сочетание этих двух механизмов способствовало переносу в потоке очень грубого обломочного материала и созданию беспорядочной текстуры, свойственной отложениям первой разновидности.

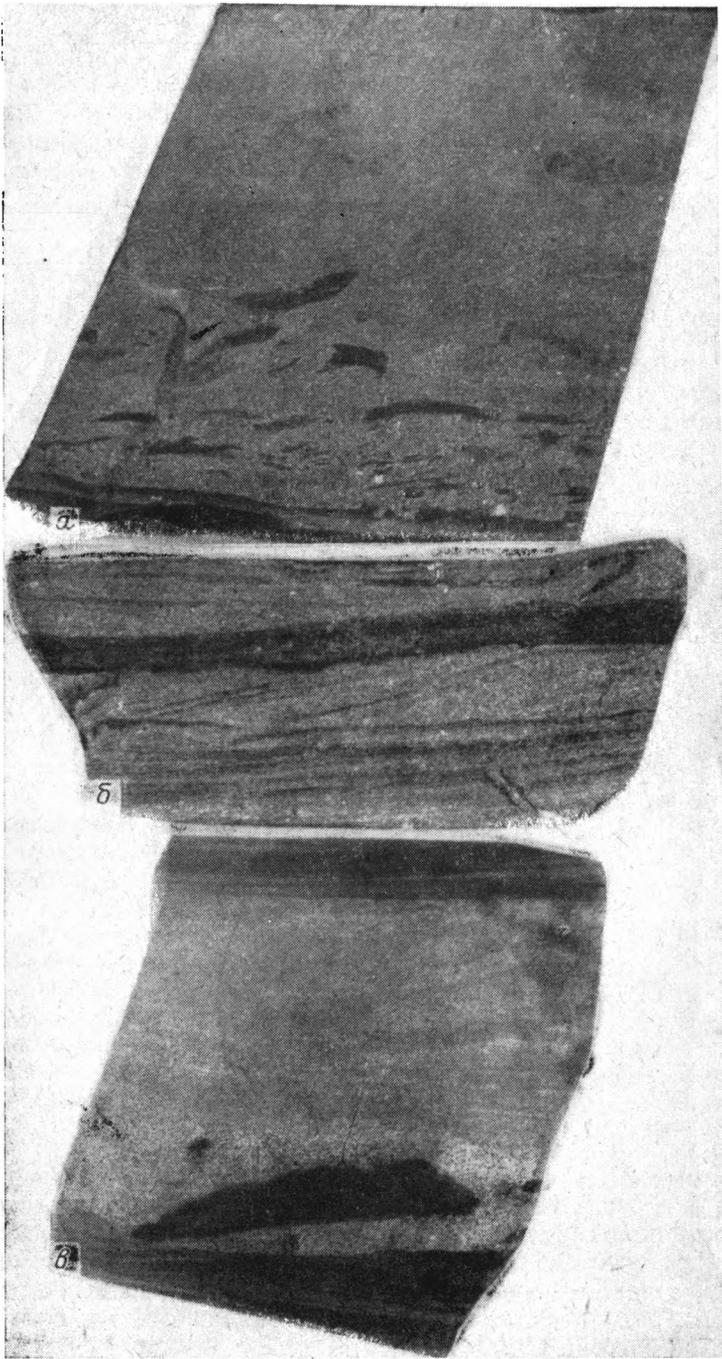
2. *Отложения суспензионных потоков (турбидиты).* Этот генетический тип накоплений распространен не очень широко и представлен песчаным материалом разной гранулометрии и алевритом. Турбидиты в рассматриваемом регионе в отличие от отложений зерновых потоков характеризуются меньшими мощностями, не превышающими 20 см, и иными текстурными признаками.

Турбидитовые прослои, как правило, построены следующим образом: нижние 1/2—3/5 слоя песчаный материал нормально градирован от крупно-средне- до мелкозернистого; затем наблюдается зона с горизонтальной слоистостью или слойчатостью. Это отвечает интервалам А и В в классической модели турбидита А. Бумы (Boita, 1962). В некоторых пластах турбидитов присутствует и интервал С, сложенный мелкозернистым песчаником, массивным со слабо выраженной пологой косою слойчатостью. Конволютная слоистость нигде не встречена.

В основании некоторых песчаных прослоев наблюдаются многочисленные крупные удлиненные обломки аргиллитов из подстилающего слоя, форма которых свидетельствует о том, что глинистый материал был еще не полностью литифицирован, когда на нем отлагался песчаный слой (фиг. 3, а). Турбидиты подстилаются и перекрываются аргиллитами, имеют нижние контакты, резкие, часто эрозионные и со следами нагрузки; верхние также резкие, но ровные.

Турбидные потоки, как и зерновые, относятся к гравитационным, но если в последних зерна следуют линейными путями, то в первых они передвигаются в турбулентной суспензии (Sanders, 1965). Разный механизм перемещения частиц в потоке отражен в структурно-текстурных особенностях осадков.

3. *Отложения донных течений (контуриты).* Этот генетический тип отложений встречается среди аргиллитов в виде тонких прослоев и линз, толщина которых варьирует от 1 мм до 1—2, реже 5—7 см. Структурно-текстурные признаки контуритов отличаются от таковых гравитационных потоков, рассмотренных выше. Обломочный материал довольно тонкий—мелкий песок и алеврит, характеризующийся средней и хорошей сортировкой. Распознаются две разновидности контуритов: бесцементные (см. фиг. 2, в) и с небольшим количеством глинистого цемента.

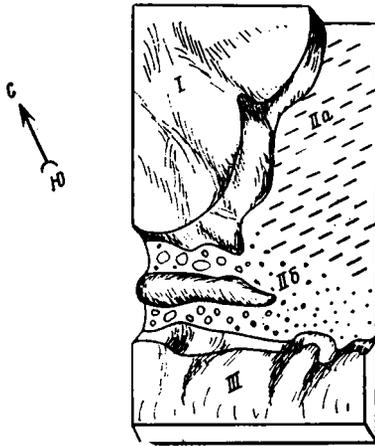


Фиг. 3. Текстуры обломочных отложений:
а — песчаный турбидит с аргиллитовыми обломками, $\times 2/3$; *б* — характер слоистости в конгуритах, натуральная величина; *в* — текстурные особенности некоторых конгуритов, натуральная величина

В пластах конгуритов наблюдаются разнообразные текстуры: массивная, тонкослоистая (фиг. 3, б) — горизонтальная, пологая косая ко-соволнистая, иногда встречается слабо выраженное градационное распределение материала. Очень характерны всегда резкие контакты с вмещающими аргиллитами, причем подстилающие аргиллиты сильно эродированы. Иногда в основании пласта встречаются мелкие и довольно крупные удлиненные (1×4 см) обломки из нижележащих аргиллитов (фиг. 3, в), форма которых свидетельствует о том, что до прохождение течения дно уже было консолидировано. Все это указывает на то, что скорость донных течений иногда была довольно большой.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Выявленные генетические типы терригенных грубообломочных накоплений, их территориальная ограниченность и, кроме того, отсутствие их элементов в смежных разновозрастных комплексах приводят к заключению, что они формировались гипсометрически ниже последних, в пределах депрессионной области (фиг. 4). К северу от нее располагались эксплозивные вулканы, поставлявшие липаритовую и андезито-базальтовую пирокластику (конгломератово-туфовый комплекс). Южнее депрессионной области с терригенной седиментацией существовали вулканы с преимущественно эффузивным типом деятельности и с магмой базальтового и андезито-базальтового состава (туфово-эффузивный комплекс).



Фиг. 4. Схема, иллюстрирующая подводную морфологию Калайхумбского бассейна в намюре

I — вулканическое поднятие, сложенное образованиями конгломератово-туфового комплекса; II — депрессия, выполненная осадками терригенного комплекса: а — песчаниково-аргиллитовая градация, б — аргиллитово-конгломератовая градация; III — вулканическое поднятие, сложенное образованиями туфово-эффузивного комплекса

В общих чертах подводная морфология Калайхумбского бассейна в намюрском веке вырисовывается в следующем виде: на севере и юге существовали вулканические поднятия, которые разделялись субширотно ориентированной депрессией (фиг. 4, II, б). Она являлась основным каналом, через который с запада автокинетическими потоками разной плотности, а также периодически возникавшими донными течениями поставлялся сиалический материал в субмеридионально ориентированный морской бассейн (фиг. 4, II, а).

Грубообломочная кластика накапливалась на западе депрессии; далее к востоку и северо-востоку выносился лишь песок, преимущественно мелкий, и алеврит. По характеру распределения, мощностям, текстурно-структурным признакам грубообломочные накопления отвечают отложениям подводных каньонно-веерных систем (Shelton, 1967). По-видимому, морфология западной части депрессии была сложной. Здесь существовало два канала (северный и южный), по которым поступал ма-

териал из питающей провинции неоднородного строения, что обусловило различия вещественного состава грубообломочных накоплений, отмеченные выше. Эти каналы разделялись приподнятым участком дна, где отлагалась более тонкая кластика (см. фиг. 1, разрез IV).

Многочисленные материалы, полученные при изучении современных морей и океанов, свидетельствуют о том, что каньонно-веерные системы — явление далеко не редкое, причем они могут располагаться и в пределах шельфа и на континентальном склоне, т. е. глубина накопления терригенных грубообломочных осадков может быть очень различной. Реконструкция морфологии Калайхумбского бассейна вынуждает исключить небольшие глубины и постулировать относительно глубоководные условия формирования аналогичных образований. Мобилизация обломочного материала происходила в пределах континента и шельфа; выносу его в более глубокие части бассейна способствовала высокая сейсмичность, свойственная областям островных дуг, к которым в намюрском веке принадлежала территория Юго-Западного Дарваза.

ЛИТЕРАТУРА

- Аргутина Т. А., Голуб Д. П., Макарова З. А., Рябкова М. С. Районирование магнитного поля запада Средней Азии.— В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. Л., Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер., 1970, т. 168.
- Бархатов В. П. Тектоника Памира. Л., Изд-во ЛГУ, 1963.
- Власов Н. Г. Основные черты доюрской истории Юго-Западного Дарваза.— В кн.: Геология Средней Азии. Л., Изд-во ЛГУ, 1961.
- Власов Н. Г., Тарасенко А. Т. Сопоставление доюрской истории геологического развития Южного Гиссара и Северного Памира.— В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. Л., Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1970, т. 168.
- Луцкий И. В. Основы вулканологии, т. I. Современные вулканы. М., «Наука», 1971.
- Малеев Е. Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М., «Наука», 1975.
- Пыжьянов И. В. Стратиграфия зеленокаменных толщ Юго-Западного Дарваза.— В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1964.
- Руженцев С. В. Стратиграфия вулканических и вулканогенно-осадочных отложений Юго-Западного Дарваза.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 4.
- Руженцев С. В., Поспелов И. И., Сухов А. Н. Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира.— Геотектоника, 1977, № 4.
- Сухов А. Н. К изучению базальтоидных толщ Юго-Западного Дарваза. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 4.
- Вонга А. Н. Sedimentology of some flysh deposits; a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, Elsevier Publ. Co., 1962.
- Fisher R. V., Mattinson J. M. Wheeler Gorge turbidite-conglomerate series, California; in verse grading.— J. Sediment. Petrol., 1968, v. 38, No. 4.
- Hendry H. E. Sedimentation of deep water conglomerates in Lower Ordovician rocks of Quebec — composite bedding produced by progressive liquefaction of sediments? — J. Sediment. Petrol., 1973, v. 43, No. 1.
- Sanders J. E. Primary sedimentary structures formed by turbidity and related resedimentation mechanisms.— Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ., 1965, No. 12.
- Shelton J. W. Stratigraphic models and general criteria for recognition of Alluvial, barrier-bar and turbidity-current sand deposits.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1967, v. 51, No. 12.
- Walker R. G. Upper Cretaceous resedimented conglomerates of Wheeler Gorge, California: Description and field guide.— J. Sediment. Petrol., 1975, v. 45, No. 1.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
3.IV.1978

УДК 550.4 : 551.762 (575.3)

ПОВЕДЕНИЕ ГАЛЛИЯ И ОЛОВА В МЕЗОЗОЙСКОМ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗЕ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

**И. П. АДАМЧУК, Д. Н. ПАЧАДЖАНОВ, Н. Д. МЕЛЬНИКОВА,
Ю. Я. ВАЛИЕВ**

В работе приведены данные о распределении галлия, олова и некоторых петрогенных элементов в полифациальных юрских и красноватых нижнемеловых отложениях Таджикской депрессии. Установлены средние содержания этих элементов в генетических группах отложений, гранулометрических фракциях, солянокислой вытяжке. Дана оценка индикаторных свойств галлия и олова, установлены основные тенденции их поведения в зоне гипергенеза.

Хотя Ga и Sn и находятся в различных группах периодической системы элементов, но их поведение в растворах, особенно в разбавленных, к которым относятся поверхностные воды, во многом сходно, они относятся к элементам-гидролизатам. Их гидролиз, полимеризация и адсорбция протекают в близких рН-условиях, в их миграции важную роль играют одни и те же комплексные соединения. Ga и Sn относятся к амфотерным элементам, в щелочных средах они образуют галлаты и станнаты. В разбавленных водных растворах солей Ga и Sn последние характеризуются близостью ионных связей с F^- , Cl^- и другими анионами.

Кроме того, следует иметь в виду, что в магматическом и гидротермальном процессах Ga и Sn обнаруживают халькофильные и сидерофильные свойства (Ферсман, 1936, и др.), накапливаясь в пегматитово-пневматолитовых образованиях и обнаруживая также связи с Al, Ti, Fe, F и другими элементами (Ферсман, 1936; Борисенко, 1971; Барсуков, 1974, и др.).

Все это послужило основанием для рассмотрения этих элементов, чтобы установить основные тенденции их поведения в осадочном процессе.

Геохимия галлия и олова в осадочном процессе изучена еще недостаточно, а для ряда регионов, в том числе и для Таджикской депрессии, совершенно отсутствуют данные об их распределении в осадочных породах.

Песчаники различных районов мира содержат в среднем 10—12 г/т Ga и до 2 г/т Sn (Turekian, Wedepohl, 1961; Борисенко, 1971; Гаврилин и др., 1975). В глинистых сланцах содержится 16—19 г/т Ga и 0,6—6,0 г/т Sn (Turekian, Wedepohl, 1961, и др.). Морские отложения характеризуются более низкими содержаниями Ga относительно континентальных (Кейт, Дегенс, 1960), но в пределах морского бассейна седиментации повышенные концентрации его приурочены к пелагическим отложениям (Лисицына и др., 1973). В золе углей и нефтей концентрация галлия и олова увеличивается в десятки раз — до 2000 г/т Ga и 110 г/т Sn (Юдович, 1972, и др.). Концентрируют эти элементы и бокситы — до 100 г/т Ga (Вершковская и др., 1960) и до 10 г/т Sn (Теняков, 1975). Все

это говорит о многообразии факторов, контролирующих поведение галлия и олова в зоне гипергенеза.

Основной формой миграции Ga и Sn в поверхностных водах являются взвеси. Концентрации галлия и олова в поверхностных водах настолько малы — 0,001 г/т Ga в речных водах и 0,00007 и 0,0005 г/т Ga и Sn в морских (Гольдберг, 1963; Виноградов, 1967), что они могут рассматриваться как их разбавленные растворы. Поэтому важную роль в миграции их растворимых форм могут играть мономерные гидроксидные комплексы. В водах с pH 7,5—8,5 главными формами существования галлия будут $Ga(OH)_3$ и $Ga(OH)_4^-$ (Копейкин, 1975). Для олова в интервале pH 3—12 преобладает его гидроокись и лишь с увеличением pH выше 12 возможно появление $Sn(OH)_5^-$ (Барсуков, 1974). В концентрировании и рассеивании подвижных форм галлия и олова в зоне гипергенеза важную роль играют сорбционные процессы. Наряду с глинистыми частицами активными сорбентами галлия и олова могут быть гидроокислы железа, марганца и других металлов. Так, аморфные гидроокислы железа и марганца речных взвесей содержат до 40% сорбированного галлия (Лубченко, Белова, 1973).

Таким образом, данные о формах состояния галлия и олова в поверхностных водах, зависимость их адсорбируемости от природы сорбентов и pH среды свидетельствуют о том, что содержание их в глинистых породах должно контролироваться условиями осадкообразования.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА

Таджикская депрессия выполнена мезозойско-кайнозойскими отложениями, а ограничивающие ее хребты Гиссарский на севере и северо-западе и Дарвазский на востоке сложены палеозойскими изверженными и осадочно-метаморфическими породами. В начале мезозоя депрессия представляла собой крупную впадину, простирающуюся на западе за современные границы. Очертания бассейна седиментации и области питания в мезозое практически не изменялись.

В настоящее время юрские и нижнемеловые отложения обнажаются главным образом по бортам депрессии, кроме того нижнемеловые отложения вскрыты скважинами в центральных частях депрессии. По методике литолого-фациального анализа ГИН АН СССР (Жемчужников, Тимофеев и др.) среди юрских отложений депрессии выделены аллювиальные, озерно-болотные, крупноозерные, болотные и морские отложения.

Озерно-болотные и аллювиальные отложения преимущественно формировались в нижнеюрское время, их мощность колеблется от 30 до 130 м. В аалене на юго-западе региона преобладали прибрежно-морские условия осадкообразования, а на остальной территории — континентальные. Байос характеризуется чередованием аллювиальных, озерно-болотных и прибрежно-морских отложений, местами развиты лагунные известняки. В бате трансгрессия моря усиливается — широко развиваются прибрежно-морские и заливно-лагунные образования. Мощность среднеюрских отложений колеблется от 120 до 320 м. Отложения верхней юры широко распространены на площади. Они представлены морскими карбонатными и глинистыми образованиями келловей-оксфордского яруса. В кимеридж-титоне началась аридизация климата, что привело к формированию карбонатно-сульфатных пород заливов и лагун. Мощность верхнеюрских отложений колеблется от 50 до 350 м.

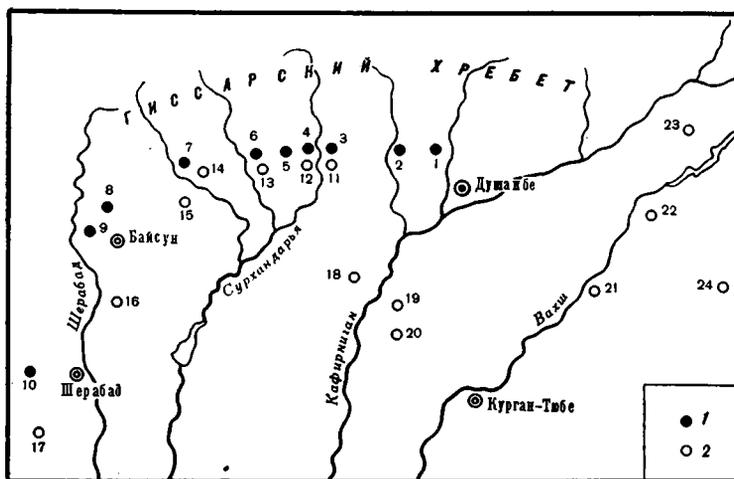
По составу терригенно-минеральных ассоциаций юрские терригенные породы могут быть расчленены на отложения Южного Гиссара и его юго-западных отрогов. Для первого характерны менее зрелые терригенно-минеральные ассоциации пестрого состава, накапливающиеся вбли-

зи областей сноса, для Юго-Западного Гиссара — кварцево-олигомиктовые (Валиев, 1974; Бебешев и др., 1975, и др.).

Глинистые минералы юрских отложений представлены в основном гидрослюдой и каолинитом, в виде примеси встречается хлорит. Гидрослюдисто-каолинитовая и каолинит-гидрослюдистая ассоциации развиты в континентальной угленосной части юрских отложений. Для морских отложений верхней юры отмечается появление гидратированной гидрослюды и хлорита (Валиев и др., 1975). Карбонатно-сульфатные отложения представлены мергелями, чаще известняками, реже доломитистыми известняками и гипсами (Тимофеев и др., 1975).

Раннемеловая эпоха характеризовалась преобладанием континентальных аридных условий и формированием мощной красноцветной толщи. Мощность нижнемеловых отложений колеблется от 300 до 1200 м. Песчано-алевритовые породы слагают до 90% их мощности, но вверх по разрезу начинают преобладать глинистые отложения.

Терригенные образования характеризуются увеличением содержания кварца и уменьшением количества обломков пород вверх по разрезу. Олигомиктовые песчаники альба содержат гидрослюду и в незначительном количестве каолинит. Тяжелая фракция преимущественно сложена рудными минералами, встречаются анатаз и брукит. Глинистые породы нижнего мела содержат до 45% обломочного материала, пелитовая фракция представлена гидрослюдой и хлоритом, в сероцветных морских глинах появляются каолинит и монтмориллонит (Бабаев, 1964).



Фиг. 1. Карта опробованных юрских и нижнемеловых разрезов Таджикской депрессии

черные кружки — юрские разрезы: 1 — Лучоб, 2 — Ханака, 3 — Ташкутан, 4 — Ширкент, 5 — Оби-Заранг, 6 — Шаргунь, 7 — Хандиза, 8 — Санджар, 9 — Туода, 10 — Вандоб; белые кружки — нижнемеловые разрезы: 11 — Каратаг, 12 — Ширкент, 13 — Шаргунь, 14 — Хандиза, 15 — Хауз, 16 — Аксу, 17 — Окузбулак, 18 — Каракуз, 19 — Даганакник, 20 — Обикинк, 21 — Постакан, 22 — Ровика, 23 — Лойоба, 24 — Ходжа-Алишо

Отложения нижнего мела формировались в континентальных, заливо-лагунных и прибрежно-морских условиях. Эти образования практически лишены фаунистических остатков и отличаются монотонностью состава. Среди нижнемеловых отложений изученной территории региона выделены континентальные (аллювиальные и опресненных заливов и лагун) Гиссарской и Дарвазской групп и прибрежно-морские центральной части депрессии (Пачаджанов, 1975). Опробовано 10 юрских и 14 нижнемеловых разрезов (фиг. 1). Опробование проводилось послойно, распределение галлия, олова и некоторых петрогенных элементов изучалось

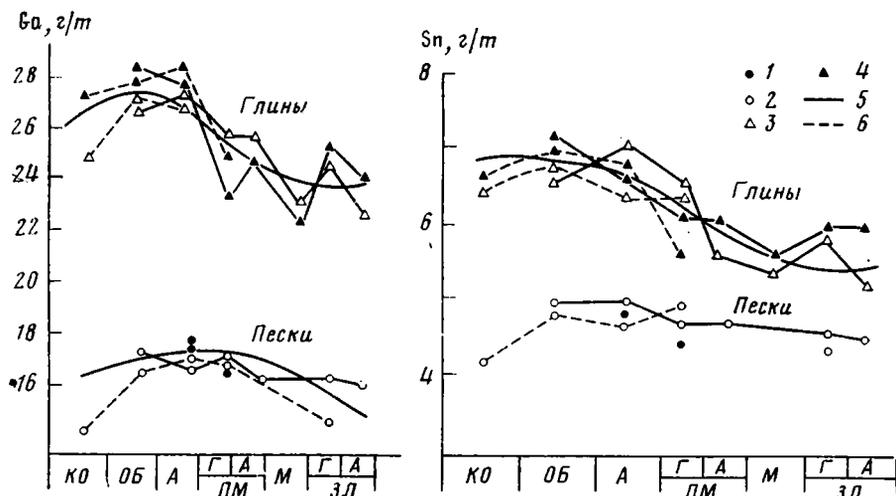
в единичных образцах и в средних пробах, составленных по методике А. Б. Ронова и В. М. Ратынского (1952) для петрогенетических типов пород в пределах фаций с учетом их минералого-петрографического состава.

Содержание рассматриваемых элементов определялось на рентгенофлуоресцентном анализаторе VRA-2 с пределом обнаружения около 2 г/т для галлия и 0,7 г/т для олова и относительной воспроизводимостью 1—2 отн.%. Проанализировано 400 установленных средних проб, составленных из 4000 единичных образцов, и около 400 единичных образцов и фракций пород.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГАЛЛИЯ И ОЛОВА В МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Триасовая эпоха характеризовалась широким проявлением процессов пеплефикации и образования кор выветривания на территории Таджикской депрессии (Коннов, 1972).

Галлий и олово характеризуются малой подвижностью в корях выветривания гранитов — их коэффициенты устойчивости составляют около 0,9 (Бурков, Подпорина, 1971). Однако это может быть обусловлено интенсивной сорбцией их глинистыми частицами. Так, на долю глинистой части зоны каолинизации гранитов приходится от 18 до 99,7% всего галлия и от 8 до 88,2% олова (Бойко, 1973).

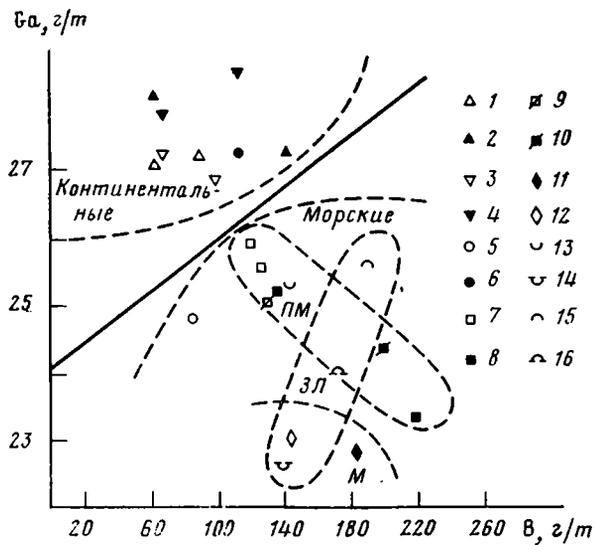


Фиг. 2. Распределение галлия и олова в генетических группах юрских пород Таджикской депрессии

1 — гравелиты, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, 4 — аргиллиты; 5 — Южный Гиссар, Юго-Западный Гиссар. Отложения: А — аллювиальные, ОБ — озерно-болотные, КО — крупноозерные, ПМ — прибрежно-морские, М — морские, ЗЛ — заливно-лагунные (Г — гумидные, А — аридные)

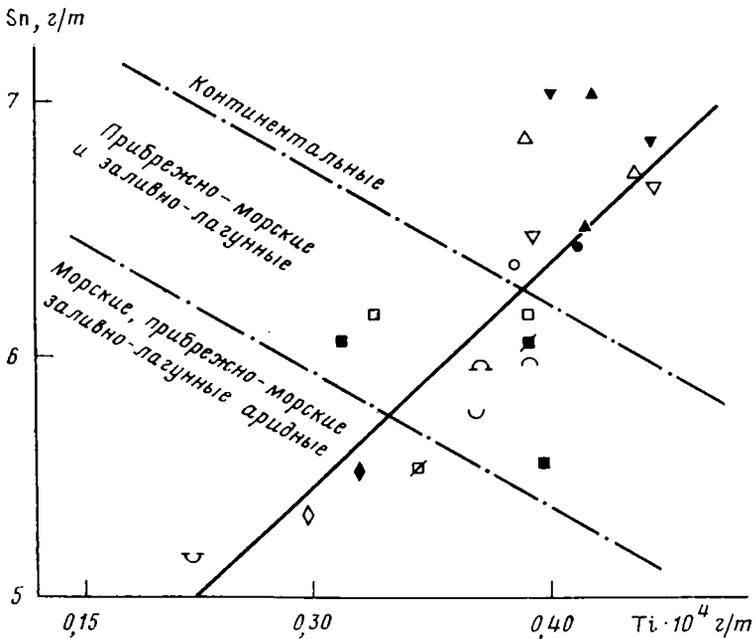
Данные о распределении галлия и олова по профилям выветривания магматических пород Гиссарского хребта показывают их равномерное распределение — от 13,6 до 23,5 г/т галлия и от 3,4 до 10,1 г/т олова. Коэффициенты их устойчивости (рассчитанные при $Fe_2O_3 = const$) колеблются от 0,5 до 0,9 для галлия и от 0,5 до 0,8 для олова. В зоне каолинизации порфиров концентрация галлия и олова увеличивается в 1,5 раза относительно неизмененных пород. Следовательно, в процессе выветривания происходит мобилизация части галлия и олова и перевод их в подвижное состояние.

Содержание галлия и олова равномерно распределено в юрских песчано-гравийных породах (фиг. 2). Содержание олова практически не за-



Фиг. 3. Взаимоотношение галлий — бор в генетических группах юрских глинистых пород Таджикской депрессии

Отложения: аллювиальные: 1 — алевролиты, 2 — аргиллиты; озерно-болотные: 3 — алевролиты, 4 — аргиллиты; крупноозерные: 5 — алевролиты, 6 — аргиллиты; прибрежно-морские гумидные: 7 — алевролиты, 8 — аргиллиты; прибрежно-морские аридные: 9 — алевролиты, 10 — аргиллиты; морские: 11 — алевролиты, 12 — аргиллиты; заливно-лагунные гумидные: 13 — алевролиты, 14 — аргиллиты; заливно-лагунные аридные: 15 — алевролиты, 16 — аргиллиты



Фиг. 4. Изменение содержаний олова и титана в генетических группах юрских глинистых пород Таджикской депрессии.

Условные обозначения те же, что и на фиг. 3

висит от фациальной природы отложений, концентрация же галлия уменьшается от аллювиальных и озерно-болотных песчаников — 17—18 г/т к отложениям конечных водоемов — до 14—15 г/т. В глинистых отложениях содержание галлия падает от 27—28 г/т в континентальных фациях до 23—25 г/т в морских. Содержание олова в том же направлении изменяется от 6,6—7,2 до 5,5—6,2 г/т.

Нижнемеловые красноцветы характеризуются равномерным распределением галлия и олова — в песчаниках содержится 14,8—16,1 г/т галлия и 4,2—4,5 г/т олова, в глинистых отложениях — 23,4—24,0 и 5,6—6,0 г/т соответственно. Распределение галлия в глинистых породах контролируется алюминием, близким ему по кристаллохимическим свойствам. Закономерное изменение их концентрации от континентальных отложений к морским позволяет произвести их расчленение (фиг. 3):

$$D(Xi) = Ga + 0,926 Al - 34,964,$$

для континентальных отложений $D(Xi)$ больше 0. Среди морских отложений концентрация галлия падает от прибрежно-морских к заливно-лагунным и далее к морским.

Отмечая тенденцию накопления галлия в континентальных, а бора в морских отложениях, К. Кейт и Э. Дегенс (1960) рекомендовали использовать эту пару элементов для разделения глинистых отложений на пресноводные и морские. И действительно, юрские глинистые отложения Таджикской депрессии четко разбиваются на континентальные и морские по содержанию в них бора и галлия (фиг. 3):

$$D(Xi) = Ga - 0,019 B - 24,$$

для континентальных отложений $D(Xi)$ больше 0. Континентальные глинистые отложения характеризуются отношением Ga : B больше 0,19, а морские — меньше 0,19. Аналогичная картина наблюдается и для нижнемеловых аридных отложений.

В магматическом процессе олово часто следует за титаном (Барсуков, 1974). Это может обусловить влияние титана на распределение олова в осадочных породах. И действительно, от континентальных отложений к морским содержание олова и титана закономерно уменьшается (фиг. 4) и по их соотношению глинистые породы также могут быть расчленены на континентальные и морские:

$$D(Xi) = Sn + 3,79 Ti - 7,85$$

(для континентальных отложений $D(Xi)$ больше 0), а последние на прибрежно-морские (в том числе и гумидные заливно-лагунные) и морские (включая аридные заливно-лагунные):

$$D(Xi) = Sn + 3,79 Ti - 7,02,$$

для морских отложений $D(Xi)$ меньше 0.

Таким образом, поведение галлия и олова в зоне гипергенеза контролируется условиями осадкообразования и содержанием химически близких петрогенных элементов. Данные о содержании галлия, олова, бора, алюминия и титана могут быть использованы для расчленения глинистых пород на континентальные и морские.

Миграция галлия и олова в виде растворов играет подчиненную роль, поэтому их содержания в хемогенных осадках очень низки. Содержание галлия в карбонатных породах колеблется от 1 до 6 г/т, составляя в среднем 1,5 г/т для Русской платформы (Борисенок, 1971) и 3 г/т для карбонатов земной коры в целом (Turekian, Wedepohl, 1961). Отношение Al/Ga в карбонатных породах, равное 0,55, близко к таковому в почвах и терригенных породах (Борисенок, 1971). Это говорит о том, что распределение Ga в этих образованиях, по-видимому, контролируется примесью в них терригенного материала.

Карбонатные отложения юрского бассейна седиментации характеризуются равномерным распределением галлия — от 2,9 до 4,4 г/т, в среднем 3,2 г/т. Количество нерастворимого остатка в проанализированных пробах карбонатных пород колеблется от 1,0 до 59,8%. Корреляционный анализ показал, что статистически значимые (на 95%-ном доверительном уровне) положительные связи галлий обнаруживает с количеством нерастворимого остатка (н. о.), Al и Ti: 0,47; 0,68 и 0,90 соответственно при $r_{0,95} = 0,43$.

Интересно, что ни алюминий, ни титан не обнаруживают значимых связей с н. о. Это может свидетельствовать о нахождении алюминия и титана не только в терригенном силикатном материале, но, возможно, и в виде их амфотерных гидроокислов.

На распределение галлия и олова в осадочных породах может оказывать влияние рассеянное органическое вещество. В мезозойских отложениях Таджикской депрессии содержание $C_{орг}$ колеблется в широких пределах — в аридных глинистых отложениях оно составляет сотые-десятые доли процента, а в гумидных отложениях до нескольких процентов. Однако статистически значимые связи (на 90%-ном доверительном уровне) галлия и олова с $C_{орг}$ обнаружены только в прибрежно-морских гумидных песчаниках

$$(r_{Sn-C_{орг}} = -1,00 \text{ и } r_{Ga-C_{орг}} = -0,66 \text{ при } r_{0,90} = 0,73)$$

и в прибрежно-морских аридных глинистых отложениях

$$(r_{Sn-C_{орг}} = 0,43 \text{ и } r_{Ga-C_{орг}} = -0,43 \text{ при } r_{0,90} = 0,43).$$

В углистых аргиллитах юрского бассейна седиментации обнаруживается заметное накопление галлия — его содержание увеличивается на 37%. Для олова можно лишь говорить о тенденции накопления в углистых аргиллитах. Так, в $\frac{2}{3}$ случаев содержание олова увеличилось на 10—22% в углистых аргиллитах, а в $\frac{1}{3}$ — уменьшилось на 3—9%.

Следовательно, поведение галлия и олова в зоне гипергенеза контролируется и органическим веществом.

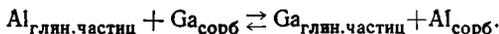
Характерной чертой распределения галлия по гранулометрическому спектру юрских алевро-песчаных пород является максимальное его содержание во фракции 0,01—0,001 мм независимо от фациальных особенностей пород — до 28—29 г/т. По фациальному профилю максимальные содержания галлия обнаружены во фракциях 0,01—0,001 и <0,001 мм озерно-болотных отложений — 29,3 и 27,7 г/т соответственно, а минимальные для тех же фракций в прибрежно-морских — 25,6 и 24,5 г/т соответственно. Для олова практически во всех отложениях максимальные содержания наблюдаются в пелитовой фракции — от 7,2 г/т в озерно-болотных до 6,1 г/т в прибрежно-морских. Содержание титана в гранулометрических фракциях изменяется аналогично галлию, а алюминия — олову.

Данные о распределении галлия и олова по гранулометрическому спектру юрских отложений свидетельствуют о том, что условия осадкообразования наиболее существенное влияние оказывают на их распределение в пелитовой фракции. Анализ данных о содержании галлия и олова в ассоциациях глинистых минералов по фациальному профилю юрских пород (фиг. 5) показывает, что максимальные содержания галлия и олова характерны для озерно-болотных отложений, а минимальные — для морских. Распределение галлия и олова контролируется главным образом условиями осадкообразования, минералогический же состав пелитовой фракции оказывает несущественное влияние. Так, каолинит-гидрослюдистая и гидрослюдисто-каолинитовая ассоциации озерно-болотных отложений характеризуются близкими содержаниями гал-

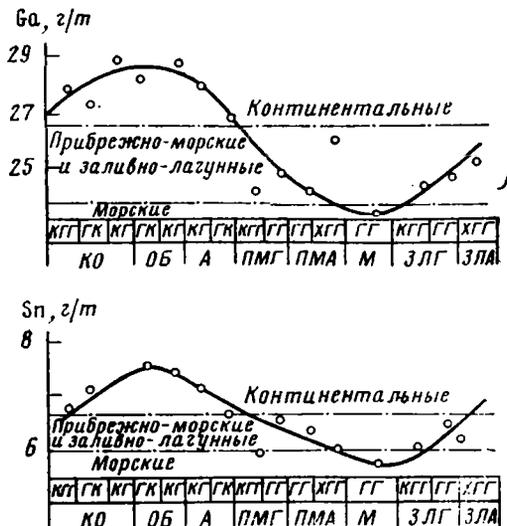
лия — 28,8 и 28,2 г/т соответственно и равными олова — 7,5 г/т. Распределение галлия по фациальному профилю более дифференцированно, чем олова. По содержанию первого в пелитовой фракции могут быть выделены три группы отложений: континентальные — галлия больше 26,5 г/т, прибрежно-морские и заливно-лагунные — галлия 23,5 — 26,5 г/т и морские — галлия меньше 23,5 г/т (фиг. 5). По содержанию олова эти группы отложений менее дифференцированы, хотя тенденция уменьшения его содержания от континентальных отложений к морским сохраняется.

Таким образом, на распределение галлия и олова, как и других редких элементов, более существенное влияние оказывают условия осадкообразования, а не минералогический состав пелитовой фракции. Это позволяет рекомендовать в качестве геохимических индикаторов содержания этих элементов в пелитовой фракции. Для этих же целей могут быть использованы и такие отношения, как Ga : B, величина которого в пелитовой фракции континентальных отложений больше 0,40, Sn : B — больше 0,105 в континентальных, в прибрежно-морских отложениях Ga : B от 0,40 до 0,13 и Sn : B от 0,105 до 0,039, в морских отложениях величина этих отношений меньше 0,13 и 0,039, соответственно.

Условия осадкообразования прежде всего контролируют поведение подвижных форм элементов — их истинных и коллоидных растворов. Главным процессом аккумуляции таких форм элементов является адсорбция их природными сорбентами и в первую очередь глинистыми частицами. С ростом минерализации вод усиливается сорбционная способность осадочных частиц (Гаррелс, Крайст, 1968). Это должно привести к увеличению содержания подвижной формы элементов от континентальных отложений к морским. Для проверки этих предположений изучался состав 5%-ной солянокислой вытяжки глинистых пород юры и нижнего мела Таджикской депрессии (табл. 1). Максимум содержания подвижных форм галлия, олова, железа и титана для юрского гумидного бассейна седиментации обнаружен в морских отложениях, а для олова и в крупноозерных. Факт параллельного изменения содержаний подвижных форм галлия, олова, железа и титана может быть обусловлен их соосаждением. Содержание подвижных форм алюминия и галлия по фациальному профилю обнаруживает противоположные тенденции. Возможно, это связано с изоморфным замещением вида:



Эти данные могут также дать ориентировочную оценку миграционной подвижности элементов в седиментационном процессе. Однако при этом следует иметь в виду, что речь идет не только о растворимых формах элементов, но и о сорбированных. В гумидном бассейне седимента-



Фиг. 5. Распределение галлия и олова в ассоциациях глинистых минералов юрских терригенных отложений Таджикской депрессии
 КГ — каолинит-гидрослюдистая ассоциация, КГГ — каолинит-гидратированно-гидрослюдистая, ГК — гидрослюдисто-каолинитовая, ГГ — гидратированно-гидрослюдистая, ХГГ — хлорит-гидратированно-гидрослюдистая

Таблица 1

Содержания галлия, олова и некоторых петрогенных элементов в составе 5%-ной солянокислой вытяжки глинистых пород юры и нижнего мела Таджикской депрессии (в отн. % от их валового содержания)

Группа отложений	Количество проб	Ga	Sn	Al	Fe	Ti
Юрские отложения						
Аллювиальные	13	0,08	1,4	9,5	29,4	4,8
Озерно-болотные	4	0,83	0,3	6,2	53,7	4,1
Крупноозерные	8	0,87	9,5	4,6	62,9	5,2
Прибрежно-морские	16	2,13	1,2	5,6	60,6	10,3
Морские	5	7,68	13,6	2,1	78,8	13,3
Заливно-лагунные	9	3,2	3,3	8,0	47,3	6,6
Нижнемеловые отложения						
Аллювиально-озерные	3	11,4	0,0	2,0	11,1	2,6
Прибрежно-морские	6	23,3	27,6	12,2	33,5	20,8
Морские	2	16,2	14,0	7,7	0,0	0,0
Опресненных заливов и лагун	5	14,7	12,2	5,1	1,3	2,9

ции олово обладает большей подвижностью по сравнению с галлием, за исключением прибрежно-морских условий. В то же время смена аллювиальных условий морскими повышает подвижность галлия в 96 раз, а олова только в 9—10 раз. Усиление миграционной подвижности галлия и олова в заливно-лагунных условиях, по-видимому, обусловлено «высаливающим» действием высокоминерализованных вод. Если это так, то следует ожидать, что аридные аналоги гумидных отложений будут характеризоваться более высоким содержанием миграционно-подвижных форм. И действительно, содержание подвижных форм галлия и олова в нижнемеловых отложениях выше, чем в юрских. Максимум их содержания смещен в прибрежно-морскую зону. Эти данные могут свидетельствовать о том, что в условиях аридного бассейна седиментации миграция галлия и олова может происходить и в виде истинных и коллоидных растворов.

Важно и то, что количество сорбированных форм, в частности олова, в древних и современных отложениях близко. Для мезозойских отложений Таджикской депрессии установлено, что до 28% всего олова может содержаться в сорбированном виде, а в современных отложениях Тихого океана — до 26% (Малков, Левашев, 1973). Это говорит о слабом влиянии процессов диагенеза на перераспределение олова (а возможно, и галлия) в системе порода \rightleftharpoons поглощенный комплекс.

О ГЕОХИМИЧЕСКОМ ФОНЕ ГАЛЛИЯ И ОЛОВА В МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Данные о средних содержаниях галлия и олова в генетических группах юрских и нижнемеловых отложений могут быть использованы для оценки их фона. Согласно фациально-геохимическим исследованиям (Валиев, 1974; Пачаджанов, 1975, и др.), среди юрских отложений Южного Гиссара аллювиальные отложения составляют 45% мощности изученных разрезов, озерно-болотные — 5% и морские — 50%, на Юго-Западном Гиссаре аллювиальные отложения составляют 16%, озерно-болотные — 5%, крупноозерные — 7% и морские — 72%. Соотношение прибрежно-морских, морских, гумидных заливно-лагунных, аридных заливно-лагунных отложений близко к 1:3:1:2. Среди нижнемеловых отложений Таджикской депрессии соотношение прибрежно-морских, аллювиальных Гиссарской группы, опресненных заливов и лагун Гиссарской группы,

Средневзвешенные содержания галлия и олова в литологических типах мезозойских отложений Таджикской депрессии (г/т)

Тип пород	Юрские				Нижнемеловые		Кларк, по Turkhan, Wedepohl 1 (1961)	
	Южный Гиссар		Юго-Западный Гиссар		Ga	Sn	Ga	Sn
	Ga	Sn	Ga	Sn				
Континентальные*								
Песчаники	17,0	4,9	16,7	4,6	15,3	4,3	—	—
Алевролиты	27,1	6,9	26,5	6,7	23,6	5,9	—	—
Аргиллиты	27,4	6,6	27,6	6,9	—	—	—	—
Морские					Прибрежно-морские		Глубоководные	
Песчаники	16,3	4,5	—	—	14,9	4,4	—	—
Алевролиты	23,6	5,5	—	—	23,5	5,6	20	1,5
Аргиллиты	23,8	5,6	—	—				
Известняки	3,2	—	—	—	—	—	—	—
Гипсы**	3,2	—	—	—	—	—	—	—
В целом для региона								
Песчаники	16,5	4,6	—	—	15,1	4,4	12	0,п
Алевролиты	25,9	6,0	—	—	23,6	5,7	19	6,0
Аргиллиты	24,9	6,0	—	—				
Известняки	3,2	—	—	—	—	—	3,0	0,п
Гипсы	3,2	—	—	—	—	—	—	—

* Юрские континентальные отложения включают аллювиальные, озерно-болотные и крупноозерные, нижнемеловые — аллювиальные и опресненных заливов и лагун.

** Изучены только среди аридных заливно-лагунных отложений юры.

аллювиальных Дарвазской группы, опресненных заливов и лагун Дарвазской группы равно 6 : 1,5 : 1 : 1 : 0,5. Исходя из этого, были рассчитаны средневзвешенные содержания галлия и олова в юрских и нижнемеловых литологических типах пород (табл. 2).

Сравнение фоновых содержаний галлия и олова в литологических типах пород Таджикской депрессии с их кларками показывает, что повышенные содержания галлия характерны для всех отложений, а олова — для песчаников. Содержание олова в глинистых отложениях близко к его кларку.

ВЫВОДЫ

Установлено, что мезозойские отложения Таджикской депрессии характеризуются содержаниями галлия и олова, превышающими их кларки в соответствующих породах других районов. В глинистых отложениях фоновое содержание олова близко к его кларку. Поведение галлия и олова в зоне гипергенеза контролируется литолого-фаціальными особенностями пород, содержанием в них алюминия, титана, сорбцией их глинистыми частицами.

Содержание галлия и олова закономерно уменьшается от континентальных отложений к морским. Их содержание в глинистых породах и отношения Ga : B, Sn : B, Al : Ga, Ti : Sn могут быть использованы для фаціального расчленения отложений.

Распределение галлия в карбонатных породах контролируется терригенным материалом. Рассеянное органическое вещество слабо влияет на перераспределение галлия и олова, а скопление его значительных масс обуславливает некоторое их накопление.

Данные о распределении галлия и олова по фракциям пород свидетельствуют о важной роли тонкой взвеси в их миграции. Содержание

галлия и олова в пелитовой фракции контролируется главным образом условиями осадкообразования, что также может быть использовано для генетического расчленения пород.

Результаты изучения состава 5%-ной солянокислой вытяжки глинистых пород показали, что определенная часть галлия и олова в зоне гипергенеза мигрирует в виде подвижных форм — истинных и коллоидных растворов, распределение которых строго контролируется условиями осадкообразования, закономерно увеличиваясь от континентальных отложений к морским.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабаев Ш. Б.* Характеристика терригенно-минеральных ассоциаций нижнемеловых отложений Таджикской депрессии.— Докл. АН ТаджССР, 1964, т. 7, № 1.
- Барсуков В. Л.* Основные черты геохимии олова. М., «Наука», 1974.
- Бибешев И. И., Валиев Ю. Я., Мавалянов С. Р.* Главнейшие терригенно-минеральные ассоциации нижнеюрских отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1975, № 2 (56).
- Бойко Т. Ф.* Редкие элементы в галогенных формациях. М., «Наука», 1973.
- Борисенок Л. А.* Геохимия галлия. Изд-во МГУ, 1971.
- Бурков В. В., Подпорина Е. К.* Некоторые особенности геохимии редких элементов в корях выветривания.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4.
- Валиев Ю. Я.* Геохимия бора в юрских отложениях южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Автореф. канд. дис. ГИН АН СССР, М., 1974.
- Валиев Ю. Я., Пачаджанов Д. Н., Адамчук И. Д.* Особенности геохимии бора в глинистых минералах (на примере юрских отложений Гиссарского хребта).— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 1.
- Вершковская О. В., Краснова В. С., Салтыкова В. С., Первухина А. Е.* Галлий. М., Тр. ИМГРЭ, 1960.
- Виноградов А. П.* Введение в геохимию океана. М., АН СССР, 1967.
- Гаврилин Р. Д. и др.* Поведение олова, бериллия и фтора при контактовом метаморфизме песчано-сланцевых пород около трех интрузивов разного состава.— Геохимия, 1975, № 9.
- Гаррелс Р. М., Крайст И. Л.* Минералы, растворы, равновесия. М., «Мир», 1968.
- Глаголева М. А.* Формы миграции элементов в речных водах.— В сб.: К познанию диagenеза осадков. М., АН СССР, 1959.
- Гольдберг Э. Д.* Геохимия моря.— В сб.: Геохимия литогенеза. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Кейт М. Л., Дегенс Э. Т.* Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков.— В сб.: Геохимические исследования. М., Изд-во иностр. лит., 1960.
- Коннов А. П.* Геология и генезис бокситов Средней Азии. М., «Недра», 1972.
- Копейкин В. А.* Галлий в водных растворах при нормальных условиях.— Геохимия, 1975, № 4.
- Лисицына Н. А., Дворецкая О. А., Пушкина З. В., Черкасова Е. В.* К геохимии элементов-гидролизатов в осадках Северо-Западной котловины Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6.
- Лубченко И. Ю., Белова И. В.* Миграция элементов в речных водах.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2.
- Малков И. И., Левашев Г. Б.* Формы нахождения меди и олова в современных и древних осадочных образованиях.— Геохимия, 1973, № 9.
- Пачаджанов Д. Н.* Геохимия редких элементов в меловых красноцветных отложениях Таджикской депрессии и их индикаторные свойства в палеореконструкциях. Автореф. докт. дис. ГЕОХИ АН СССР, М., 1975.
- Ронов А. Б., Ратынский В. М.* Метод установленных средних проб.— Докл. АН СССР, 1952, т. 86, № 4.
- Теняков В. А.* Проблема источника и способа формирования вещества бокситов (геохимический аспект).— В сб.: Проблемы генезиса бокситов. М., «Наука», 1975.
- Тимофеев П. П., Валиев Ю. Я., Пачаджанов Д. Н., Адамчук И. П., Буриченко Т. И.* Литологические особенности карбонатных осадков юры южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта и геохимия бора в них.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4.
- Юдович Я. Э.* Геохимия угольных включений в осадочных породах. Л., «Наука», 1972.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H.* Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72, No. 2.

УДК 552.313 : 549.762.11 (479)

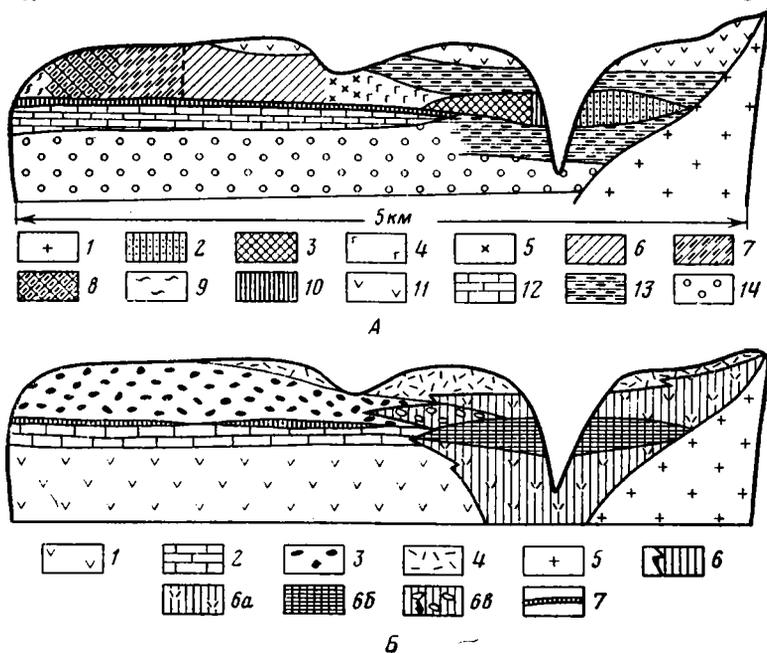
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ГЕНЕЗИС ЗАГЛИКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛУНИТОВ НА МАЛОМ КАВКАЗЕ

Б. М. МИХАЙЛОВ

Детальное изучение вещественного состава, текстурных и структурных особенностей пород, слагающих Загликское месторождение алунитов, позволило установить, что это месторождение возникло в поздней юре путем одновременного накопления в едином бассейне туфового материала среднего состава и алунитового геля, выпадавшего из сернокислых гидротерм. Воздействие верхнемеловой Дашкесанской гранодиоритовой интрузии, с которой обычно связывают образование месторождения, проявилось только в виде скарнирования известняков и туфов вблизи экзоконтакта и частичной пиррофиллитизации алунит-туфовых пород.

Загликское месторождение алунитов расположено в 35 км к юго-западу от г. Кировабада Азербайджанской ССР, на пологом склоне горы Шару-Кар высотой более 2 км. Описанию его строения, условий образования и состава руд посвящены многочисленные статьи и монографии различных исследователей. Наиболее полные сведения по месторождению содержатся в работах К. Н. Паффенгольца (1928) и М. А. Кашкая (1939, 1970). По представлениям практически всех исследователей, писавших о Заглике, месторождение возникло в процессе переработки туфогенной толщи верхней юры сернокислыми гидротермальными растворами. Согласно мнению М. А. Кашкая, наиболее распространенному в геологической литературе, Загликское месторождение является закономерным членом горизонтальной метасоматической колонки, возникшей в вулканогенной (туффито-туфовой) толще верхней юры под воздействием крупного нижнемелового дашкесанского интрузива (фиг. 1). Общая мощность зоны метасоматического воздействия (по горизонтали) составляет около 10 км. Предполагаемая М. А. Кашкаем метасоматическая зональность на рудных полях Заглика резко отлична от существующей и термодинамически обоснованной на алунитовых месторождениях гидротермального генезиса, известных, например, в Центральном Казахстане (Наковник, 1964), в Закарпатье (Алуниты Закарпатья, 1971) и в других районах мира. Наблюдать зональность, описанную М. А. Кашкаем, ни в обнажениях, ни в скважинах не представляется возможным в связи с интенсивной расчлененностью рельефа и повсеместными размывами предполагаемых промежуточных зон. Фрагментарное же составление разрезов без учета других факторов геологического развития территорий, очевидно, не может служить основой для принципиальных выводов по генезису месторождения.

Летом 1976 г. нами совместно с В. Г. Колокольцевым, Э. И. Галицкой и Ю. М. Воробьевым были проведены исследования в пределах этого месторождения и составлена литологическая карта района (фиг. 2). Полученные в процессе полевых и камеральных работ новые данные, а также анализ литературных материалов позволили выска-



Фиг. 1. Метасоматическая зональность на Загликском месторождении

А. (по М. А. Кашкаю, 1970): 1 — интрузивные фазы кварц-диоритовой магмы, 2 — андрадит-пироксен-амфибол (актинолит)-дашкесанит-эпидотовые скарны с магнетитом и глаукотом (скарновый горизонт включает и железорудную залежь), 3 — гроссуляр-пироксен-эпидотовые скарны с магнетитом и кобальтпиритом, 4 — алунит-пирофиллит-диаспоровые метасоматиты с корундом, 5 — алунит-пирофиллит-диккитовые (каолинитовые) метасоматиты, 6 — алунит-диккитовые (каолинитовые) метасоматиты, 7 — алунит-кварц-опаловые метасоматиты, 8 — диккит-каолинит-алунитовые метасоматиты, 9 — диккит-каолинитовые образования, 10 — прослои глин, 11 — вулканогенные породы кимериджа; 12 — известняки оксфорда-кимериджа, 13 — роговики верхние и нижние; 14 — вулканогенные породы средней юры, пропилитизированные в верхней части Б. (по Б. М. Михайлову): 1 — вулканогенные породы J_2 , 2 — известняки оксфорда, 3 — алунит-туфовые породы кимериджа, 4 — туфовые породы кимериджа, 5 — дашкесанская интрузия гранодиоритов K_1^1 ; 6 — зона метасоматоза, возникшая под воздействием дашкесанского интрузива: 6а — роговики (по вулканогенным породам), 6б — скарны (по вулканогенно-карбонатным породам), 6в — диаспор-алунит-пирофиллитовые с диккитом породы (по алунит-туфовым отложениям), 7 — зона эпигенетической каолинизации в основании алунит-туфовой толщи

зять новую концепцию о генезисе месторождения и предложить прогнозные критерии на этот своеобразный тип алунитовых концентраций, значительно более продуктивный, нежели известные в других районах СССР.

СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение представляет собой единую плоскую линзу диагенетически измененных алунит-туфовых пород площадью около 8 км^2 и мощностью от 1—2 до 30—40 м. Эта линза, падая на юго-юго-запад под углом 10—15°, повсеместно залегает либо непосредственно на известняках верхней юры (оксфорд), либо на слабоалунитизированных туфах, отделяющих ее от известняков. Алунитовые породы перекрыты относительно «свежими» туфами и туффитами кимериджа. На вершине горы и ее южных склонах алунитовые руды вскрыты эрозией. На обнаженных участках они, как правило, интенсивно преобразованы процессами молодого (кайнозойского) гипергенеза.

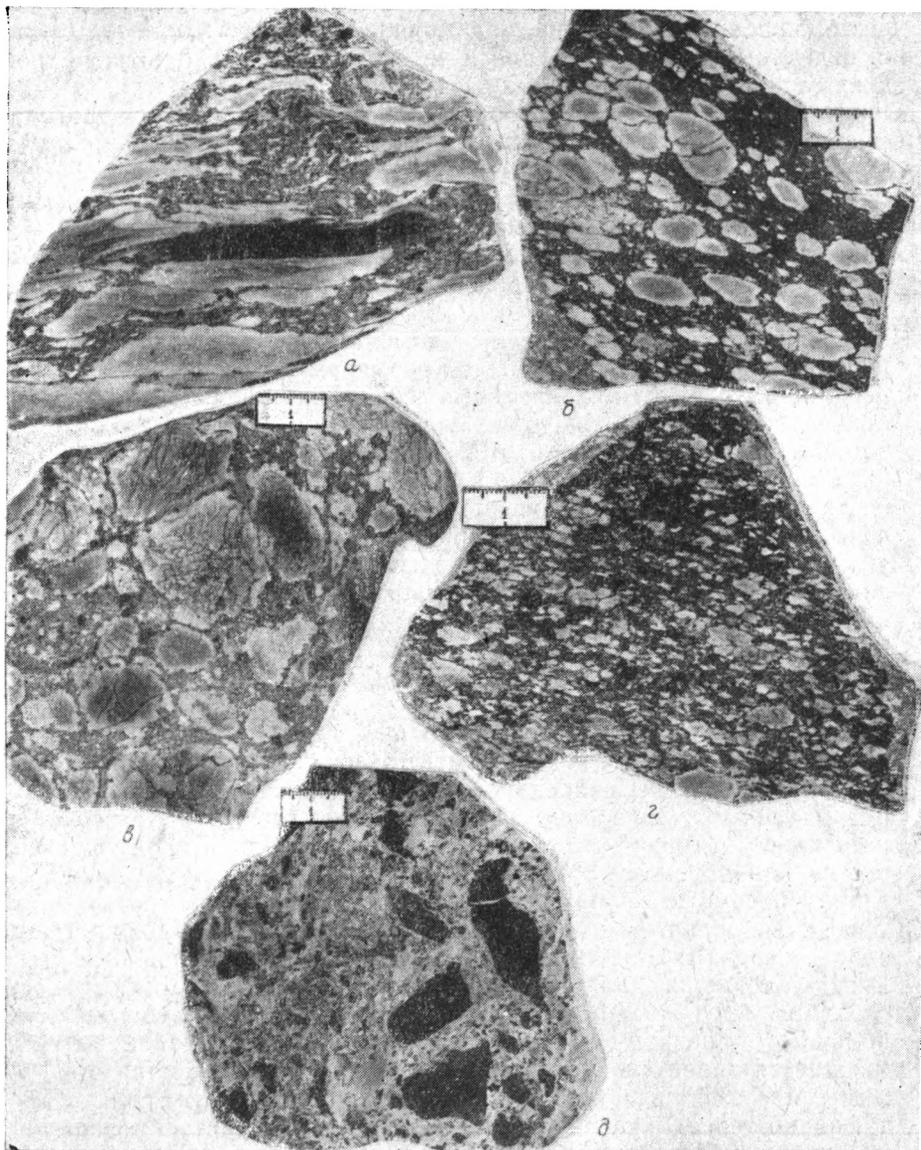
Месторождение разбито на ряд крупных блоков. Амплитуды смещения отдельных блоков невелики и не превышают нескольких метров, в редких случаях достигая первых десятков метров.

Основание рудного пласта хорошо обнажено в дорожных выемках на северо-восточном склоне горы. Здесь нами описан следующий разрез (снизу вверх):

	мощность, м
1. Известняки светло-серые желвакового строения с прослоями известковистых туффитов	20
2. Известняки кавернозные с прослоями плотных серых известняков	60
3. Известняки коралловые, местами массивные. В виде отдельных неправильной формы обособлений размером до 3—5 м в поперечнике встречаются желваковые известняки. Последние состоят из желваков, сложенных почти чистым кальцитом (до 90%) и окруженных хлоритовой коричневато-зеленого цвета «рубашкой». Непосредственно в плотных известняках встречено несколько мелких включений (до 5—6 см) неправильной формы плотной алунитовой породы	100
4. Известняки желваковые со значительной примесью гидратированного и хлоритизированного пеплового материала, преимущественно коричневые, иногда зеленые. Под микроскопом наблюдаются многочисленные пылеватые включения изотропных измененных частиц пепла в агрегатах кальцита размером 0,05—0,20 мм	15
5. Рыхлая обводненная глинистая порода псевдообломочного сложения. Как обломки, так и их цемент белого либо зеленоватого цвета представлены гидратированным почти изотропным хлоритом с примесью каолинита. Вероятно, эта порода приурочена к плоскости частичного смещения верхней алунитовой толщи по карбонатному ложу и представляет собой интенсивно гидратированную «глину тектонического трения»	3
6. Туфы алевропелитовые красновато-коричневые, в основании слоя — серовато-коричневые, частично алунизированные. В виде небольших шпиров в верхней части наблюдаются обособления мелкоочковой алунитовой породы. В основании слоя, вблизи обводненной зоны, туфы размягчены, в их составе наблюдается значительное количество глинистого вещества существенно каолинитового состава. В верхней части слоя в туфах постепенно увеличивается количество алунита, и они переходят в алунит-туфовую породу основания рудной залежи	20

Слой красновато-коричневых туфов почти повсеместно присутствует на месторождении. Судя по керну многочисленных скважин, он имеет разнородное строение, состав и меняющуюся мощность. Характерными особенностями слоя, позволяющими узнавать его на местности, кроме стратиграфического положения являются: 1) густой красновато-коричневый цвет; 2) относительно тонкодисперсный состав (пелитовые, алевропелитовые и реже алевритовые туфы). Лишь на западе месторождения в основании алунит-туфовой толщи на известняках встречаются крупные линзовидные прослои туфопесчаников; 3) содержание алунита в туфах обычно невелико (5—15%), но он практически всегда присутствует, при этом встречается не только в виде псевдоморфоз по кристаллоблокам или пепловым стекловатым частицам, но и образует обособленные выделения в виде бесформенных сгустков и колломорфного цемента пород.

В основании толщи на границе с известняками туфы часто каолинизованны. В шлифах удается наблюдать каолинизацию не только



Фиг. 3. Типы алунитовых пород Загликского месторождения

Руда: *а* — флюидальная, *б* — густковая, *в* — очковая, *г* — туфовая, *д* — брекчиевая

гидратированного пеплового материала, но и тонкокристаллических агрегатов алунита, что является определенным свидетельством более поздней наложенной природы каолинита. Прослеживая распространение зон каолинизации туфов на месторождении и за его пределами, мы пришли к выводу о том, что последние приурочены к древним горизонтам подземных вод, залегающим на верхней поверхности известковой толщи оксфорда. В таком случае выделение М. А. Кашкаем метасоматической зоны каолинизации на западном фланге месторождения легко объясняется имеющим здесь место современным эрозийным срезом, обнажившим нижние (каолинизированные) горизонты туфовой толщи (см. фиг. 1). Здесь же следует особо оговорить, что поскольку горизонты древних подземных вод не были распространены повсеместно, а локализовались в пределах трещиноватых наиболее пористых зон, то

соответственно и каолинизированные туфы встречаются не везде. Часто удается наблюдать непосредственное залегание алунизированных туфов на известняках, а иногда включения алунитовых сгустков в карбонатных породах.

РУДНАЯ ЗАЛЕЖЬ

Рудная залежь в составе алунит-туфовой толщи Загликского района выделяется исключительно на основании условно принятых кондиций на алунитовые руды, а именно содержание алунита в породе более 45% (среднее 50—52%). Эти показатели определенным образом проявляются во внешнем облике, текстурах, структурах и минеральном составе пород, что позволило нам выделить пять типов алунитовых пород (руд), образующих между собой всевозможные переходы и сочетания: флюидальная, сгустковая, очковая, туфовая и брекчиевая (фиг. 3).

Наиболее распространены туфовые, сгустковые и очковые руды, составляющие основную часть запасов месторождения. Рудная залежь состоит из крупных, мощностью по несколько метров, прихотливо изгибающихся и переслаивающихся плоских линзовидных тел различного состава. Общая закономерность — постепенное увеличение алунита вверх по разрезу, начиная от контакта с известняками. Этот процесс обычно сопровождается изменением цвета от красновато-коричневого у слабоалунизированных туфов до блекло-сиреневато-серого, характерного для высококачественных алунитовых руд. Та же закономерность отмечается и в литоральном направлении при выклинивании рудной залежи в туфовую толщу верхней юры. Верхний контакт рудного тела обычно более резкий и переход от качественной алунитовой руды к туфу, не содержащему алунита, иногда происходит на расстоянии первых десятков сантиметров. Каких-либо следов перерыва в осадконакоплении не отмечалось. В рудах Загликского месторождения содержатся значительные количества галлия, ванадия и стронция (Пищулина, 1971). Концентрация V_2O_5 колеблется от 0,03 до 0,06%.

Н. К. Паффенгольц отмечал присутствие в алунитовых рудах медной зелени (1928).

В заключение интересно отметить упоминание С. Л. Берцелиуса-Налчагарова о встреченных им в основании алунит-туфовой толщи окремненных стволах деревьев с неясными годичными кольцами. Древесина имеет характер двудольных (1926). В собранной нами коллекции образцов алунит-туфовых пород Н. И. Комаровой обнаружен комплекс пыльцы хвойных деревьев.

КРАТКАЯ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛУНИТОВЫХ ПОРОД

Алунитовые породы Загликского месторождения состоят из трех основных компонентов.

1. Пепел первично-андезитового состава. Пепловые частицы размером от долей миллиметра до 0,5—1 см составляют основную массу туфовой и брекчиевой руды и в значительных количествах присутствуют в других типах руд. Все они в той или иной степени изменены. Первичная андезитовая структура определяется лишь в наименее измененных крупных угловатых обломках. Обычно же эти частицы, сохраняя резкую угловатую либо серповидную форму, оказываются сложенными мелкозернистыми агрегатами кварца и гематита с большей либо меньшей примесью каолинита и алунита.

2. Алунит, образующий псевдоморфозы по пепловым частицам. Степень замещения пепловых частиц алунитом различна и зависит в первую очередь от количества алунитового цемента в породе. Наименее

замещены алунином пепловые частицы в туфах с поровым алуниновым цементом, наиболее — в породах, где алунинит образует базальный цемент. Псевдоморфозы, как правило, имеют четкие угловатые очертания и состоят из мелко- и микрокристаллических агрегатов алунинита в смеси с зернами кварца и с каолинитом. Часто эти частицы окрашены окислами железа, которые подчеркивают контуры пепловых частиц.

3. Алунинит, образующий самостоятельные стустковые выделения, а также базальный цемент в туфах. Это обычно микроагрегатные, почти мономинеральные обособления размером от нескольких миллиметров до 2—10 см, сохраняющие текстуру первичных гелевых стустков. Колломорфная структура этих выделений подчеркивается струйчатым расположением окислов железа, «обтеканием» отдельных пепловых частиц, неравномерной раскристаллизацией алунинового геля. Часто можно наблюдать, как пепловые частицы погружаются в колломорфную массу тонкодисперсного алуниита, являющегося основным породообразующим компонентом. Присутствие этой разновидности алуниита трудно объяснить более поздним (эпигенетическим) привнесом гидротермальными водами алуниновых компонентов в первично-туфовую породу. И наоборот, наличие базального алунинового цемента, колломорфная структура его стустковых выделений, практически лишенных пепловых частиц, мономинеральный состав этих выделений с нашей точки зрения может служить доказательством син- либо диагенетического происхождения этой разновидности алуниита. В основу типизации алуниновых пород месторождения нами положены их различия в количественных соотношениях основных компонентов и форма выделений алуниита.

Флюидальная алуниновая руда характеризуется обязательным присутствием многочисленных колломорфных включений волнистых, иногда причудливо изогнутых обособлений скрыто- и тонкокристаллического алуниита в общей массе алуниitized туфа (см. фиг. 3, а). Размеры этих флюидалных обособлений разнообразны и колеблются от первых миллиметров до нескольких метров, при этом наблюдается погружение в эту первично-гелевую массу отдельных четко ограниченных пепловых частиц.

В обособлениях первично-гелевой массы кроме алуниита в незначительном количестве присутствует микроагрегатный кварц и обломки зерен гематита. Количество флюидалных обособлений колеблется в значительных пределах — от отдельных мелких прослоек до образования крупных линзовидных тел монолитного флюидалного алуниита. Последний, особенно при описании зерна, может быть принят за самостоятельный — массивный тип алуниновых руд. Цвет алуниновых включений обычно мрачный блекло-серый со слабым синеватым либо желтоватым оттенком. Основная масса породы практически всегда характеризуется развитием отчетливых туфовых структур. Среди них наиболее широко представлены псаммитовые разновидности. Как правило, пепловые частицы, отчетливо сохраняя свои очертания, полностью замещаются микроагрегатами алуниита, каолинита и кварца. При этом часто наблюдается базальный алуниновый цемент. Наряду с обломками, замещенными алунином, встречаются угловатые зерна кварца и гематита. Цвет основной массы пород красновато-коричневый, часто с серовато-фиолетовыми тонами, что обусловлено присутствием в породах тонкораспыленного гематита. Химический состав флюидалных алуниновых руд в значительной мере определяется количеством алуниновых включений. Иногда содержание алуниита достигает 80—90% (таблица).

Стустковая алуниновая руда в отличие от флюидалной характеризуется присутствием обособленных неправильной, обычно уплощенной формы выделений (стустков) алунинового геля размером от 1—2 мм до 3—10 см. Изучение этих образований (см. фиг. 3, б) показывает, что они состоят из алуниита с большей или меньшей примесью кварца. Под

микроскопом отдельные сгустки состоят из однородной тонкокристаллической высокодвупреломляющей массы. При больших увеличениях удается наблюдать их микроагрегатное строение. Для сгустков характерна оптическая ориентировка крупных агрегатов, что выражается в одновременном полном либо волнистом погасании крупных участков шлифа (до 1—2 см). Граница с цементирующей массой весьма резкая. Цемент повсеместно представлен интенсивно алунизированным туфом.

Химический состав некоторых типов алунитовых пород Загликского месторождения

Содержание алуни- та, %	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	Сумма
64,56	32,34	0,44	23,71	4,36	—	0,07	—	0,00	2,60	3,69	25,47	7,30	0,08	0,11	100,29
54,39	38,89	0,39	21,92	5,12	—	0,05	—	0,02	1,61	3,23	21,38	6,70	0,14	0,09	99,54
39,36	54,54	0,41	14,95	4,77	—	0,27	—	0,25	0,79	2,81	15,39	5,44	0,24	0,28	100,14
26,64	53,98	0,75	18,09	6,59	—	0,01	—	0,12	0,53	1,93	10,22	6,96	0,16	0,31	99,65
5,16	55,84	0,60	22,78	6,74	—	0,22	—	0,95	0,20	0,72	2,02	6,82	1,02	0,19	98,75
4,42	84,19	0,87	2,20	8,00	—	0,05	—	0,13	0,02	0,68	1,75	0,48	0,15	1,21	99,73
Каолинизирован- ная алунитовая ру- да	44,54	Сл.	38,70	0,16	Сл.	0,02	—	0,11	0,07	0,13	—	15,74	Сл.	—	99,47

Учитывая, что сгустки состоят практически из чистого алунита, а в породе содержится до 15—20% SiO₂, следует допустить, что кварц и каолинит, определяемые рентгеновским и термическим анализами, сосредоточены преимущественно в цементе. Там же присутствует и железо либо в форме обломочных зерен гематита, либо в виде тонкораспыленных гидроокислов.

Алунитовая гидроксидная руда характеризуется, практически, тем же химическим составом, но имеет существенно иное строение алунитовых выделений. Это обычно слегка уплощенные изометричные в плане (лепешковидные) образования, сложенные почти мономинеральным алунитом (см. фиг. 3, в). Характернейшая особенность «очков» — их раздробленность (псевдобрекчирование), возникшая, по-видимому, еще на диагенетической стадии. В шлифах псевдобрекчиевое строение очков наблюдается весьма отчетливо. Возникновение «обломочной структуры», по-видимому, обусловлено процессами раскристаллизации геля. Агрегаты, слагающие обломки, состоят из сравнительно крупных зерен алунита (0,005—0,01 мм) и в отличие от агрегатов сгустковой руды лишены оптической ориентировки. В цементе обломков обычно наряду с алунитом присутствуют пылеватые зерна гематита и кварца.

Туфовая алунитовая руда представляет собой интенсивно алунизированный и каолинизированный туф и характеризуется, как правило, общим низким содержанием алунита (15—30%). Последний преимущественно присутствует в виде мелких миндалевидных выделений размером до 3—5 мм либо полных псевдоморфоз по кристаллоблокам (см. фиг. 3, г). Изредка наблюдаются сгустки размером до 1—2 см. Основная масса породы отчетливо сохраняет реликтовую структуру туфов и состоит из мелкозернистых агрегатов каолинита и кварца с примесью тонкораспыленного гематита.

Брекчиевая алунитовая руда (см. фиг. 3, д) представлена алунизированной туфобрекчией с алунит-туфовым цементом. Крупные угловатые обломки туфов обычно железнены и относительно слабо алунизированы, в то время как цемент представлен раскристаллизованной гелевидной массой алунита с вкраплением многочисленных измененных частично или полностью алунизированных кристалло- и литобластов. Иногда гелевидные выделения обособляются в мелкие сгустки неправильной формы.

Как следует из приводимого фактического материала, Загликское месторождение алунитов представлено отчетливо стратифицированным и обособленным в пространстве телом. Оно приурочено к контакту известняков оксфорда и туфовых пород кимериджа. В строении рудного тела не наблюдается каких-либо закономерных изменений как в вертикальном, так и в горизонтальном сечениях, которые можно было бы объяснить более поздней переработкой туфовой толщи кислыми высокоглиноземистыми гидротермами. Наоборот, изучение структур и текстур пород, а также строение всей толщи свидетельствует о совместном осаждении в бассейне туфового материала и алунитового геля. Наблюдающееся в разрезе рудной толщи как макро-, так и микрофлюидальное строение является результатом диа- либо сингенетичного движения коллоидальных осадков.

Алунитовая залежь Заглика является закономерным членом юрского вулканогенно-осадочного комплекса, формировавшегося в условиях весьма напряженного тектонического режима. Наличие туфового материала в известняках оксфорда свидетельствует о том, что экспозиция вулканическая деятельность началась еще в те времена, когда территория Загликского месторождения была покрыта водами позднеюрского бассейна. По-видимому, на границе оксфорда и кимериджа в районе имело место резкое усиление вулканической деятельности с одновременной регрессией моря. Обилие пеплового материала, поступавшего в бассейн, а также приток поверхностных ультракислых термальных вод привели к полному уничтожению остатков фауны, прекращению карбонатакопления и возникновению на месте обширного морского бассейна изолированных, практически безжизненных водоемов. Как известно, растворимость алюминия при $\text{pH} < 4$ чрезвычайно высока и значительно превышает растворимость кремнезема (Magistad, 1925). Именно это обстоятельство обуславливает формирование в областях современного вулканизма озер и ручьев, заполненных термальными водами, содержащими иногда до $4,9 \text{ г/л}$ алюминия при $0,07 \text{ г/л}$ SiO_2 (Зеленов, 1972). При поступлении подобных вод в бассейн, расположенный на карбонатном субстрате и одновременно заполняющийся туфовым легко гидролизующимся потенциально щелочным материалом, мы вправе ожидать резкого повышения щелочности вод и быстрого выпадения гелей соединений алюминия. Этот механизм весьма распространен в областях современного вулканизма и неоднократно описан в литературе (Зеленов, 1972, и др.). Минеральная форма, в которой будут выпадать эти соединения алюминия, в значительной мере определяется составом анионной части растворов. В данном случае мы должны допустить, что растворы были преимущественно серноокислые. Таким образом, ил водоемов должен был состоять из пирокластического материала, попадающего из воздуха и коллоидальных сгустков алунитового геля. Поскольку те и иные образования были крайне неустойчивыми в условиях теплых (горячих) серноокислых вод, то в придонных илах должны были протекать (и энергично протекали) процессы гальмиролиза, приводившие к существенной диагенетической переработке туфового материала — его разложению и алунилизации. Последующая контракция илов при переходе его в породу обусловила возникновение уплощенных (лепешковидных) образований (сгустков и «очков»), которые ранее представляли собой изометрические скопления геля.

ВЛИЯНИЕ ДАШКЕСАНСКОГО ИНТРУЗИВА

Кульминационным этапом формирования мощного комплекса вулканогенной мезозойской толщи в рассматриваемом регионе явилось внедрение крупного дашкесанского плутона гранодиоритового состава.

Термальное воздействие плутона на сформированную к тому времени вулканогенно-осадочную толщу проявилось в зоне радиусом не более 3—5 км. В непосредственном контакте с интрузивом в зоне контакта карбонатных и туфогенных пород возникла мощная зона скарнирования, представленная черно-серыми сетчатыми роговиками, гранат-эпидотовыми скарнами с заключенной в них крупной залежью магнетитовых руд, содержащих кобальтин, глаукоцит и кобальтоносный пирит (см. фиг. 1). К западу от скарнов в сторону алунитового месторождения отчетливо прослеживается зона пиррофиллитизации алуниносодержащих туфов, предварительно, по-видимому, разложенных и монтмориллонитизированных. Пирит, в больших количествах содержащийся в скарнах, здесь уже присутствует в виде редкой вкрапленности. Наряду с реликтовым алунином в этой зоне содержатся вторичные высокоглиноземистые минералы — диаспор и корунд. Пласт диаспорсодержащих пород мощностью до 3 м и содержанием диаспора 20—25% был обнаружен на склонах горы Кырва-Кар (к востоку от Загликского месторождения, ближе к Дашкесанскому интрузиву) М. А. Кашкаем, Ф. И. Гусейновым и И. А. Бабаевым среди алунино-пиррофиллитовых пород. Диаспор находится в ассоциации с диккитом, пиррофиллитом, каолинитом, кварцем, гетитом, корундом, иногда с алунином (Кашкай, Бабаев, 1962).

КАЙНОЗОЙСКАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

На возвышенных участках рельефа, где обнажаются алунитовые породы, последние подверглись интенсивному воздействию процессов кайнозойского (вероятно, неоген-четвертичного) гипергенеза. Возникающая при этом кора выветривания имеет мощность порядка 1—2 м, проникая по отдельным трещинам до 5—8 м. Она представляет собой разбитый на блоки покров алунитовых пород. Размеры блоков колеблются от нескольких кубометров в нижней части до мелкой дресвы у поверхности. Блоки со всех сторон покрыты белой «рубашкой» толщиной иногда до 3—5 см. В «рубашке» отчетливо сохраняется реликтовая текстура алунитовой породы. У поверхности алунитовая дресва иногда полностью обелена и погружена в порошоквидный цемент белого цвета.

* Исследование этого цемента показало (см. таблицу), что он состоит практически из чистого каолинита с очень небольшим количеством кварца. Таким образом, в процессе современного выветривания из алунита выносятся сера, кремний, щелочи и железо, в то время как алюминий остается наиболее стабильным элементом. Интересно отметить, что выщелачивается микроагрегатный кварц, а возникший на месте алунита каолинит оказывается более устойчивым минералом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Загликское месторождение алунинов является стратиформным вулканогенно-осадочным образованием, возникшим в поздней юре путем одновременного накопления в едином бассейне пирокластического материала среднего состава и алунитового геля, выпадавшего из нейтрализующихся сернокислых гидротерм.

Дашкесанская гранодиоритовая интрузия, с которой обычно связывают генезис месторождения, имеет более молодой раннемеловой возраст. Ее воздействие на юрскую туфогенно-карбонатную толщу проявилось в форме скарнирования известняков и туфов вблизи экзоконтакта и частичной пиррофиллитизации туфов и алунино-туфовых пород. Общая мощность термального воздействия интрузива не превышает 3—5 км.

Возможно, с внедрением интрузии связана часть разломов, пересекающая как месторождение, так и вмещающие его породы. Вдоль не-

которых разломов наблюдается развитие зон аргиллизации мощностью до нескольких метров. Эти зоны сложены плотным восковидным каолинитом черно-серого цвета.

В неоген-четвертичное время рудная залежь, выведенная эрозией на дневную поверхность, подверглась выветриванию. Гипергенные преобразования алунизированных пород проявились в виде каолинизации алунитовых пород. В основании алунист-туфовой толщи на границе с известняками под воздействием подземных вод местами возникли зоны эпигенетической каолинизации.

Критериями прогнозной оценки территорий на вулканогенно-осадочные стратиформные месторождения алунита являются:

1. Широкое развитие в районе эксплозивной вулканической деятельности, сопровождавшейся поверхностными излияниями ультракислых сернистых гидротерм.

2. Регрессивный тип вулканогенно-осадочного разреза, выражающийся в смене карбонатно-морских отложений лагунными и континентально-озерными туфогенными либо осадочно-туфогенными.

3. Основной либо средний состав туфового материала.

4. Благоприятным прогнозным признаком является широкое развитие в районе гидротермальной деятельности, фиксируемой в настоящее время полями вторичных кварцитов, гидротермальной рудной минерализацией и др.

5. Наиболее перспективны на поиски вулканогенно-осадочных алунитовых месторождений нижние горизонты туфогенных толщ, залегающих на карбонатном субстрате без стратиграфического перерыва и накапливавшихся в субаквальных условиях. Накопление алунистосодержащих осадков в водоемах, непосредственно наследовавших морские бассейны, может быть объяснено широкими возможностями вовлечения морских вод в литогенический круговорот воды, обуславливающий в конечном счете появление значительной массы метаморфизованных термальных вод.

ЛИТЕРАТУРА

Алуниты Закарпатья. М., «Недра», 1971.

Берцелиус-Налчагаров С. Л. Загликское месторождение алунита и квасцовое производство.— Изв. о-ва обслед. и изучен. Азербайджана. Баку, 1926, № 3.

Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., «Наука», 1972.

Кашкай М. А. Алунификация и каолинизация в Загликском месторождении. Баку, АзФАН, 1939.

Кашкай М. А. Алуниты, их генезис и использование. М., «Недра», 1970, т. I, II.

Кашкай М. А., Бабаев И. А. Минералогическая характеристика диаспора из Алунидага Дашкесанского района в Азербайджане.— Докл. АН АзССР, т. 18, № 1, 1962.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., «Недра», 1964.

Паффенгольц К. Н. Дашкесан и Заглик.— Тр. Геолкома, Нов. сер., 1928, вып. 170.

Пищулина Е. Т. Некоторые особенности алунитовых руд Загликского месторождения.— Матер. республ. конф. молодых геологов и горняков. Баку, «Элм», 1971.

Magistad O. C. The aluminium content of soil solution and its relation to soil reaction and plant growth. Soil. Sci., v. 20, 1925, No. 3.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Дата поступления
9.III.1978

УДК 549.623.6 : 553.635 (574.1)

СМЕШАНОСЛОЙНЫЕ МИНЕРАЛЫ
ЛЕЙКОФИЛЛИТ — МОНТМОРИЛЛОНИТ
ИЗ ГИПСОВОЙ ШЛЯПЫ КУПОЛА ИНДЕР

Т. Н. СОКОЛОВА, Б. А. САХАРОВ, В. А. ДРИЦ,
Т. Н. КРЕМЕНЕЦКАЯ

Комплексом литолого-минералогических и физических методов проведено изучение пород гипсовой шляпы купола Индер, являющихся гипергенными аналогами пепловых туфов из соленосной толщи. В коллоидных фракциях этих пород установлено присутствие смешанослойных минералов лейкофиллит — монтмориллонит, в которых чередование слоев разного типа происходит с фактором ближнего порядка $S=2$. Образование смешанослойных минералов обусловлено выщелачиванием катионов К из структуры лейкофиллита в процессе растворения и переотложения солей.

ВВЕДЕНИЕ

При изучении состава глинистых минералов соленосной толщи купола Индер (P_1, kg_2) в прослоях пепловых туфов был установлен лейкофиллит — специфический слюдястый минерал идеального состава $K_xAl_{2-x}Mg_x[Si_4O_{10}](OH)_2$ (Соколова и др., 1976). Кристаллохимические особенности лейкофиллита позволяют рассматривать его как минерал-индикатор вполне определенных обстановок, связанных с преобразованием кислото-щелочного пирокластического материала в условиях высокоминерализованных вод бассейнов при повышенных температурах. В дальнейшем при изучении гипсовой шляпы купола были выявлены смешанослойные минералы лейкофиллит — монтмориллонит с преобладанием слоев слюдястого типа и своеобразным законом чередования разнотипных пакетов. Породы, их содержащие, представляют собой гипергенные аналоги лейкофиллитовых пепловых туфов из соленосной толщи. Следует отметить, что в соленосных отложениях минералы встречены впервые. Породы, содержащие смешанослойные образования подобного структурного типа, известны под общим названием метабентонитов или К-бентонитов. Описаны они для целого ряда разновозрастных отложений различных структурно-тектонических регионов и всегда связаны с вполне определенными физико-химическими обстановками. Самые древние из них — метабентониты докембрия Молдавии, приуроченные к аргиллитам могилев-подольской серии (Жеру, 1972). Прослои метабентонитов, или, как их предлагает называть М. И. Жеру, метапирокластолитов, встречены среди оргеногенно-хемогенных известняков силурийского возраста вблизи г. Кишинева (Жеру, устное сообщение). Известняки, вмещающие эти прослои, содержат минералы эвапоритовых формаций — доломит, гипс, ангидрит. Наиболее широко известны метабентониты среди ордовикских и силурийских известняков и доломитов Эстонии, Латвии, Литвы, Скандинавии, Польши, Чехословакии, Англии, описанные с различной степенью детальности целым рядом исследователей (Мак Юэн и др., 1965; Юргенсон, 1958, 1964, 1966; Лапинскас, 1965; Уэйлс, Юргенсон, 1971; Ратеев, Градусов, 1971, и др.).

Д. Дросте и Ч. Виталиано (Droste, Vitaliano, 1973) изучили К-бентониты (тиогабентониты) в среднедевонских карбонатных отложениях США.

Абсолютно во всех разрезах, содержащих прослой метабентонитов, формирование смешанослойных минералов слюда — монтмориллонит является результатом разложения и перекристаллизации вулканопирокластического материала кислотно-щелочного состава; породами, вмещающими метабентониты, являются карбонаты, известняки, доломитизированные известняки и доломиты. Другими словами, для образования этих смешанослойных минералов необходимо наличие реакционноспособного пирокластического материала, поступавшего в бассейны с преобладающим хемогенным типом седиментации и несколько повышенной соленостью вод. Своеобразие разреза гипсовой шляпы купола Индер заключается в том, что пелловые прослои, содержащие смешанослойные лейкофиллит — монтмориллонит с аналогичным законом чередования слоев, находятся не в первичном, а в переотложенном залегании. Представлялось интересным выявить тонкие структурно-кристаллохимические особенности этих минералов в соленосных отложениях, механизм и специфику условий их образования.

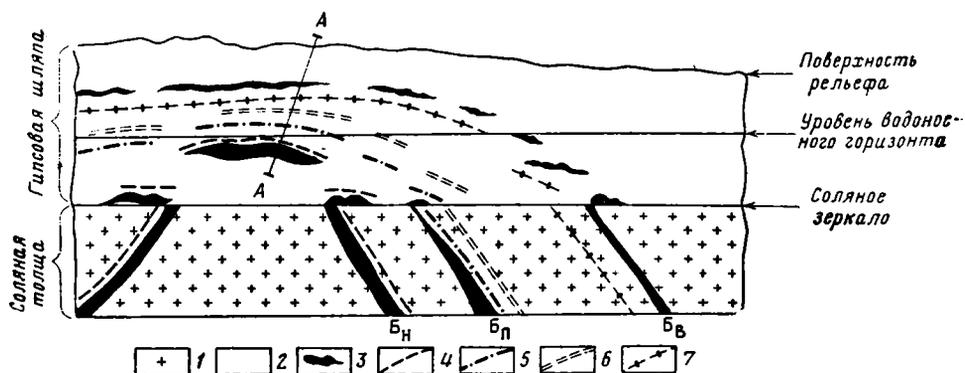
МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИНИСТЫХ ПРОСЛОЕВ В РАЗРЕЗЕ ГИПСОВОЙ ШЛЯПЫ

Индерское поднятие, расположенное в зоне Центрально-Прикаспийской депрессии, является типичным соляным куполом прорванного типа с неоднократно размывавшимся сводом. Ядро купола сложено мощной толщей хемогенных осадков нижнепермского (кунгурского) возраста. Свод купола покрыт «корой выветривания» — гипсовой шляпой верхнепермского — четвертичного возраста. По существующей в настоящее время стратиграфической схеме в разрезе соленосной толщи Индерского поднятия выделяются четыре свиты: нижняя — альбайтаусская, средняя — кургантаусская, верхняя — кзылтаусская и покровная — тотджальская. Соответственно в элювиальных отложениях гипсовой шляпы выделяются более или менее выдержанные на площади горизонты: красно-бурые глины — элювий кзылтаусской свиты; нижние белые гипсы — элювий главного ангидрита; серые и розовые гипсы с глинами и боратами — элювий тотджальской свиты. Выше — нерасчлененный переотложенный элювий кургантаусской свиты и верхние покровные белые гипсы — элювий перми — триаса. Объект нашего изучения — элювий кургантаусской свиты.

Разрез соленосной кургантаусской свиты представлен более чем 800-метровой толщей каменной соли, в основании которой залегает пласт главного ангидрита. Каменная соль неравномерно обогащена ангидритом, содержит горизонты с гергейтовой минерализацией, линзы, включения и залежи калийно-магниевых и борнокалийных солей.

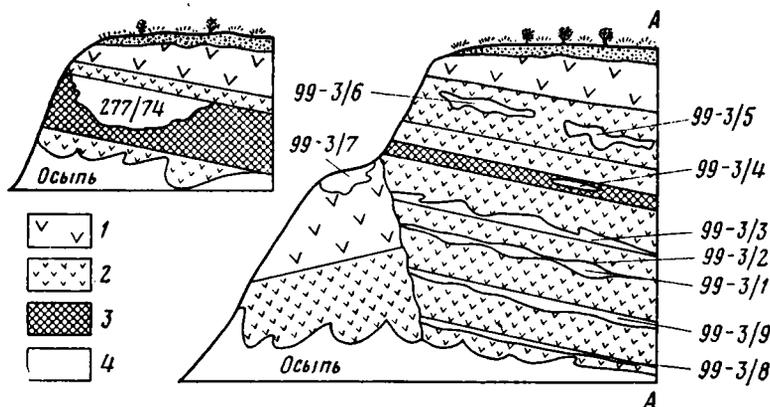
Элювиальные отложения кургантаусской свиты, представляющие собой нерастворимый остаток соляных пород, залегают над соляным зеркалом, образуя пологую брахиантиклинальную складку, являющуюся искаженным зеркальным отражением более крутозалегающей синклинали структуры соляных пород (фиг. 1). Соленосные породы свиты, выведенные на дневную поверхность в результате роста купола, испытали размыв и выщелачивание под воздействием вод главного водоносного горизонта. В результате они в процессе образования кепрока существенно уменьшились в мощности, подверглись просадке, разрывам сплошности; вследствие тектонических причин и экзогенных деформаций оказались смещенными с места своего первичного залегания, переотложившись в гипсовой шляпе более полого и растянуто. При этом стратификация элювиальных отложений грубо повторяет стратификацию материнских соляных пород.

Наиболее полный разрез элювия кургантаусской свиты был изучен в одном из карьеров 99-го месторождения, где на соляное зеркало выходит нижний горизонт борнокалиевых солей, а все слои элювиальной толщи, залегающие выше соляного зеркала, соответствуют вполне определенным слоям соленосной толщи. Разрез элювия, представленный



Фиг. 1. Схема переотложения пород соленосной толщи в процессе образования кепрока 1 — каменная соль; 2 — гипс; 3 — горизонты борно-калийно-магневых солей в соленосной толще и их нерастворимые остатки в гипсовой шляпе; 4, 5, 6, 7 — пепловые прослои в соленосной толще и в гипсовой шляпе. Б_н, Б_п, Б_в — нижняя, промежуточная и верхняя борно-калийные залежи

здесь толщей гипсов мощностью до 40 м с отдельными линзами и линзовидными прослоями глин, неоднороден по своему строению и не выдержан по простиранию, разбит системой нарушений на блоки, в пределах которых можно наблюдать характер залегания и строение отдельных слоев. Схематический разрез одного из таких блоков приведен на фиг. 2. Здесь снизу вверх можно выделить четыре пачки.



Фиг. 2. Схематический разрез гипсовой шляпы 1 — массивные гипсы; 2 — слоистые глинистые гипсы; 3 — бороносные гипсы; 4 — глинистые прослои; цифры — номера образцов

1. Самая нижняя — пачка слоистых глинистых гипсов мощностью около 4 м с двумя прослоями очень однородных голубовато-серых глин со скорлуповатой отдельностью по 0,35 м каждый (фиг. 2, обр. 99—3/9,8). На контактах с гипсами глины обохрены и карбонатизированы.

2. Выше, после перерыва в обнажении, выделяется пачка розоватых тонкослоистых глинистых гипсов с двумя прослоями глин. Нижний прослой, представленный голубоватой глиной средней мощностью около 0,30 м, имеет неправильно-линзовидную форму с раздувами до 0,8 м и

пережимами (фиг. 2, обр. 99—3/1,2). Верхний прослой представлен глиной буроватого цвета, слабобороносной и карбонатизированной, содержащей флюоритовую минерализацию. Нижний контакт резкий, верхний — неправильно-волнистый с многочисленными плоскими карбонатными конкрециями. Средняя мощность прослоя 0,15 м. Общая мощность пачки около 3 м. С ней по тектоническому нарушению контактируют массивные сырые гипсы с гнездообразным включением черной слабобороносной глины размером до 1 м в длину и около 0,40 м в поперечнике (фиг. 2, обр. 99—3/7). Видимая мощность блока около 3 м.

3. Выше, после небольшого перерыва в обнажении, лежит пачка слоистых глинистых гипсов мощностью около 3,5 м. В нижней части гипсы бороносны и содержат гнездо голубовато-серой глины мощностью до 0,20 м (фиг. 2, обр. 99—3/4).

4. Завершают разрез серые слоистые гипсы с двумя линзовидными прослоями причудливой формы глин салатного цвета (фиг. 2, обр. 99—3/5,6). Мощность глинистых линз составляет 0,20—0,40 м, протяженность до 3 м.

Таким образом, в целом разрез этого блока представлен толщей ритмичного переслаивания гипсов и глин. Мощность гипсовых ритмов от 3 до 4 м, глинистых — до 40 см. Гипсы образуют довольно выдержанные прослои, в которых закономерно чередуются более и менее глинистые разности. Глинистые же прослои линзовидны, крайне не выдержаны по мощности, с раздувами и пережимами. Характер залегания одного из глинистых прослоев можно видеть на фиг. 3. В других участках гипсовой шляпы описанная выше последовательность чередования слоев отсутствует. Чаще всего разрез представлен мощной (до 50 м) толщей гипсов с единичными разных размеров линзами черных глин.

Обращает на себя внимание резкое отличие отдельных прослоев глин между собой по цвету, текстурно-структурным признакам, мощностям и составу. Так, светлые до белых и салатные глины образуют только маломощные прослои не более 15—30 см, выдержанные в пределах отдельных блоков разреза. В них всегда более или менее отчетливо проявляется реликтовая витрокластическая структура пепловых туфов. Серые и черные глины образуют как маломощные (до 0,5 м) единичные линзы, так и гигантские часто причудливой формы «штокообразные» тела до 20—30 м в раздувах. Характер залегания последних во вмещающих породах, а также состав крупных и тонких фракций слагающих их пород, резко отличный от состава маломощных глинистых линз и прослоев, позволяет отнести эти образования не к элювиальным, а к карстовым. Маломощные линзы черных глин характеризуются неотчетливой туффитовой структурой и составом, близким к составу глинистых включений из соленосной толщи кургантаусской свиты, элювием которых они и являются.

Состав светлых маломощных глинистых прослоев с реликтовой пепловой структурой различен в зависимости от приуроченности глинистого прослоя к бороносным или небороносным гипсам. В глинистых линзах среди бороносных гипсов доминирующей фазой коллоидных фракций является триоктаэдрический магнезиальный монтмориллонит (сапонит), в структуре которого присутствуют «островки» бруситовых сеток (см. фиг. 2, обр. 99—3/3,4). Глинистые прослои, залегающие среди небороносных гипсов, имеют иной состав. В верхней части элювиального разреза в двух глинистых линзах одного прослоя (см. фиг. 2, обр. 99—3/5,6) установлено присутствие мономинерального образования лейкофиллита, а в трех нижних прослоях того же разреза (см. фиг. 2, обр. 99—3/8, 9, 1, 2) — смешанослойных образований лейкофиллит — монтмориллонит со своеобразным законом чередования разнотипных слоев и незначительной примесью триоктаэдрической фазы (5—10%). Все четыре прослоя, отчетливо выделяющиеся в разрезе элювия, пред-

ставляют собой гипергенные аналоги пепловых туфов из соленосной толщи, минералого-петрографическое описание которых приведено в работе Т. Н. Соколовой и др. (1976). Порода сохранила реликтовую витрокластическую структуру, хотя и значительно менее четкую, чем в соленосной толще, импрегнирована гипсом, неравномерно кальцитизирована. Глинистое вещество в шлифах имеет однородно-блоковую структуру, связанную с одинаковой ориентировкой отдельных «блоков»



Фиг. 3. Линзовидный характер залегания одного из глинистых прослоев в кепроке среди гипсов

глинистых частиц. При повороте столика микроскопа наблюдаются целые участки одновременного угасания и просветления поля зрения. Двупреломление таких участков значительно выше, чем у разноориентированной массы, агрегатно-двупреломляющейся в серых тонах. Обломки неперекристаллизованных стекловатых частиц, отчетливо наблюдаемые в пепловых туфах соленосной толщи с помощью сканирующего электронного микроскопа, здесь отсутствуют. По минеральному составу витрокристаллокластической части (кварц, санидин, апатит) и по составу аутигенных минералов (кварц, ортоклаз) описываемые породы из гипсовой шляпы аналогичны пепловым туфам из соленосной толщи. Состав коллоидных фракций пород из всех трех прослоев элювия кургантаусской свиты (см. рис. 2, обр. 99—3/8, 9, 1, 2) несколько отличается от состава коллоидных фракций родоначальных пепловых туфов.

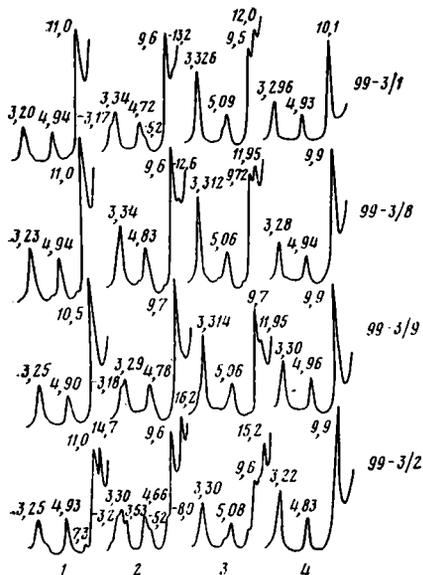
АНАЛИЗ ДИФРАКЦИОННЫХ ДАННЫХ, УСТАНОВЛЕНИЕ ХАРАКТЕРА ЧЕРЕДОВАНИЯ РАЗНОТИПНЫХ СЛОЕВ В АНАЛИЗИРУЕМЫХ СМЕШАНОСЛОЙНЫХ МИНЕРАЛАХ И ИХ КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА

Прецизионные данные о структурных особенностях исследуемых объектов были получены в результате их рентгеноструктурного исследования. Экспериментальные дифрактограммы от ориентированных препаратов в естественном состоянии и в подвергнутом различным обработкам приведены на фиг. 4. По фазовому составу все образцы можно разделить на две группы. К одной относятся образцы, представленные

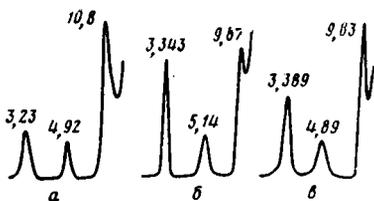
практически мономинеральной диоктаэдрической смешанослойной фазой слюда — монтмориллонит (фиг. 4, обр. 99—3/1, 8, 9), а к другой — смеси упомянутой выше фазы и триоктаэдрического смешанослойного минерала хлорит — монтмориллонит (фиг. 4, обр. 99—3/2).

Проанализируем дифракционные особенности смешанослойной фазы слюда — монтмориллонит. Как видно на фиг. 4, дифрактограммы ориентированных препаратов содержат нецелочисленную серию базальных отражений с d в области 11,0—10,5; 4,94—4,90; 3,26—3,20 Å. По внешнему виду эти дифрактограммы весьма похожи на дифракционные картины обычных диоктаэдрических гидрослюдов или иллитов. Насыщение образцов этиленгликолем приводит к тому, что на дифрактограммах наряду с отражениями с d в области 9,72—9,50; 5,09—5,06; 3,32—3,31 Å (эти рефлексы свойственны гидрослюдам, содержащим до 20% разбухающих межслоев) появляется характерный и достаточно интенсивный малоугловой рефлекс с $d \approx 11,9$ —12,0 Å. Дифрактограммы образцов, насыщенных глицерином, значительно отличаются как по значениям d (13,2—12,5; 9,7—9,6; 4,83—4,72; 3,34—3,29 Å), так и по распределению интенсивностей рефлексов от соответствующих дифрактограмм препаратов, обработанных этиленгликолем. Наиболее отчетливо разница проявляется в интенсивности первого малоуглового рефлекса, который на дифрактограммах глицеринсодержащих образцов либо очень мал (фиг. 4, обр. 99—3/8), либо едва выявляется на фоне малоуглового рассеяния рентгеновских лучей (фиг. 4, обр. 99—3/2). Характерным для этих дифрактограмм является также асимметрия рефлексов с $d = 4,83$ —4,72 Å со стороны малых углов Θ и с $d = 3,34$ —3,29 Å со стороны больших углов Θ . В ряде случаев от отражения с $d = 3,3$ Å в виде плеча «отпочковывается» рефлекс с $d = 3,16$ —3,18 Å. Прокаливание образцов при 550° приводит к тому, что на дифрактограммах появляются отражения с d , равными 10,1—9,9; 4,95—4,83; 3,30—3,22 Å. Кипячение в 10%-ной HCl практически не меняет их дифракционной картины. На дифрактограммах неориентированных образцов фиксируется отражение [060] с d , равным 1,490—1,494 Å.

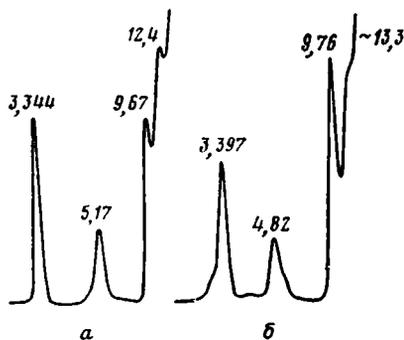
Таким образом, рассматриваемые образцы действительно представляют диоктаэдрические смешанослойные минералы, в которых чередуются слюдистые и монтмориллонитовые слои. Задача состоит в том, чтобы на основании имеющихся экспериментальных данных определить концентрацию слоев разного типа и способ их чередования. Вопрос о том, как зависят дифракционные особенности смешанослойной структуры от способа чередования разнотипных слоев при заданной их концентрации, до сих пор не получил своего полного разрешения. В общей форме дифракционные критерии, позволяющие в рамках статистической однородной модели слюда — монтмориллонит устанавливать тот или иной способ чередования переслаивающихся компонентов, были сформулированы в работе В. А. Дрица и Б. А. Сахарова (1976). Проанализируем этот вопрос для частного случая смешанослойной структуры слюда — монтмориллонит, в которой содержание монтмориллонитового компонента меньше 25%. Обозначим слои слюдистого и монтмориллонитового типа буквами А и В, а их концентрации W_A и W_B . В этом случае $0 < W_B \leq 0,25$. Если слои типа А и В чередуются полностью неупорядоченно, то вероятность нахождения слоя какого-либо типа в любом месте слоевой последовательности смешанослойного кристалла не зависит от соседних с ним слоев и полностью определяется концентрацией слоев данного типа. Для закона случайного распределения слоев характерно, что любые комбинации разнотипных слоев в принципе возможны и вероятность их появления определяется произведением $W_A^n \cdot W_B^m$, где n и m — число слоев А и В соответственно в рассматриваемой комбинации. Очевидно, в частности, что в неупорядоченных смешанослойных структурах могут присутствовать смежные пары (ВВ), тройки



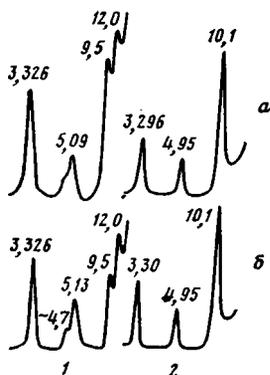
Фиг. 4



Фиг. 5



Фиг. 6



Фиг. 7

Фиг. 4. Дифрактограммы смешанослойных лейкофиллит — монтмориллонит (фракция $< 0,001$)

1 — природные; 2 — насыщенные этиленгликолем; 3 — насыщенные глицерином; 4 — обезвоженные

Фиг. 5. Рассчитанные дифракционные кривые для смешанослойной структуры иллит — монтмориллонит при $S=0$ и $W_B=0,2$

Монтмориллонитовые межслои содержат: а — молекулы воды, б — этиленгликоля, в — глицерина

Фиг. 6. Рассчитанные дифракционные кривые для смешанослойной структуры иллит — монтмориллонит при $S=1$, $W_B=0,2$, $P_{BV}=0$

Монтмориллонитовые межслои содержат молекулы а — этиленгликоля, б — глицерина

Фиг. 7. Сравнение дифрактограмм исследованных образцов с рассчитанными дифракционными кривыми

а — экспериментальные дифрактограммы, б — рассчитанные при $S=2$, $W_A:W_B=0,78:0,22$; $P_{BV}=0$, $P_{BAV}=0$

1 — монтмориллонитовые межслои содержат молекулы этиленгликоля, 2 — монтмориллонитовые межслои обезвожены

(BVB) и т. д. монтмориллонитовых слоев, вероятность которых равна соответственно W_B^2 , W_B^3 и т. д.

Дифрактограммы всех неупорядоченных смешанослойных структур слюда — монтмориллонит при $W_B < 0,25$ характеризуются вполне определенными особенностями. В качестве примера на фиг. 5 приведены дифракционные картины смешанослойной фазы при $W_B=0,2$, содержащей в монтмориллонитовых межслоях молекулы воды, этиленгликоля и гли-

перина соответственно. Все они содержат достаточно интенсивные максимумы, расположенные приблизительно в тех же положениях, которые характерны для слюдястых минералов. Смешанослойная природа объекта проявляется главным образом в наличии нецелочисленной серии базальных отражений и в особенности по характерному смещению первого рефлекса в область больших углов Θ после насыщения препарата этиленгликолем и глицерином. Следует подчеркнуть исключительно широкое распространение подобных смешанослойных образований среди осадочных пород, которые обычно называют гидрослюдами.

Случайный закон распределения разнотипных слоев не является единственно возможным. В частности, могут существовать смешанослойные минералы, в структуре которых встречаются те или иные ограничения в порядке переслаивающихся компонентов. Простейшее ограничение, которое реализуется в смешанослойных слюдах — монтмориллонит, состоит в том, что в слоевой последовательности два монтмориллонитовых слоя не встречаются рядом. Это означает, что вероятность нахождения пары ВВ в любом месте смешанослойных кристаллов равна нулю. Разрешены только комбинации типа АВВА, АВАВА и т. д. Таким образом, за слоем В всегда следует слой А и два слоя В разделены по крайней мере одним слоем А. В этих условиях вероятность появления того или иного слоя зависит от типа предшествующего слоя. Для характеристики смешанослойных структур с определенными ограничениями в порядке чередования разнотипных слоев вводится представление о факторе ближнего порядка S . Фактор S равен числу слоев, от которых зависит вероятность нахождения произвольного слоя в рассматриваемой последовательности разнотипных слоев. Для полностью беспорядочного чередования слоев фактор $S=0$, т. е. появление любого слоя не зависит от соседних слоев. В выше рассмотренном примере с ограничением на порядок чередования слоев фактор $S=1$, так как вероятность появления того или иного слоя зависит от типа ближайшего предшествующего слоя. Конкретная статистически однородная последовательность разнотипных слоев, чередование которых происходит в рамках $S=1$, задается набором вероятностных параметров: $W_A, W_B, P_{AA}, P_{AB}, P_{BA}, P_{BB}$, где P_{ik} ($i, k=A, B$) есть вероятность нахождения в кристалле слоя типа k при условии, что он следует за слоем типа i . При $S=0$ $W_A=P_{AA}=P_{BA}$ и $W_B=P_{BB}=P_{AB}$. В частном случае при $S=1$, когда два слоя В не встречаются рядом, $P_{BB}=0$. Более наглядно чередование слоев при $S=1$ и $P_{BB}=0$ можно представить как результат полностью неупорядоченного чередования слоев А и слоевых пар АВ, взятых в соотношении W_A-W_B и W_B . В этом случае при любых комбинациях чередующихся компонентов невозможно встретить два соседних монтмориллонитовых слоя.

Дифракционные картины от смешанослойных структур слюда — монтмориллонит при $S=1, P_{BB}=0$ и заданных W_A, W_B похожи на дифракционные картины от смешанослойных структур с теми же W_A и W_B , но при $S=0$. Основное отличие состоит в появлении на дифрактограммах смешанослойных структур с $S=1$, в монтмориллонитовых межслоях которых находятся молекулы этиленгликоля и глицерина, дополнительного малоуглового рефлекса с d в области 12,5—13,5 Å. В качестве примера на фиг. 6 приведены рассчитанные дифракционные картины от смешанослойной структуры слюда — монтмориллонит при $S=1, W_B=0,2$ и $P_{BB}=0$. Все расчеты выполнялись по методу, описанному В. А. Дрицем и Б. А. Сахаровым (1976). Если эти дифракционные кривые сравнить с дифракционными кривыми полностью неупорядоченных смешанослойных структур ($S=0$) с тем же содержанием монтмориллонитовых межслоев ($W_B=0,2$), то хорошо видно, что все рефлексы совпадают по значениям d и I за исключением отражения с $d=12,4$ Å

(случай насыщения этиленгликолем) и с $d=13,3 \text{ \AA}$ (случай насыщения глицерином). В то же время по внешнему виду дифрактограммы от смешанослойной структуры с $S=1$ (фиг. 6) очень похожи на дифракционные кривые, полученные для исследуемых образцов (фиг. 4). Однако все попытки добиться полного соответствия между экспериментальными дифрактограммами и дифракционными кривыми, рассчитанными для смешанослойных структур слюда — монтмориллонит при $S=1$ и всех возможных значениях W_i и P_{ik} оказались безуспешными. Во всех случаях значение d первого малоуглового рефлекса на рассчитанных дифракционных кривых заметно превышало соответствующие экспериментальные значения при совпадении d и l для всех остальных дифракционных максимумов.

В этих условиях было естественным рассмотрение смешанослойных структур с фактором ближнего порядка $S=2$. Дополнительное ограничение, налагаемое в этом случае на порядок чередования разнотипных слоев, может состоять в том, что два монтмориллонитовых слоя должны быть отделены друг от друга по крайней мере двумя слюдистыми. Другими словами, в смешанослойных кристаллах запрещены не только сочетания ВВ, но также и ВАВ. Следовательно, появление монтмориллонитового слоя определяется наличием по крайней мере двух смежных предшествующих слюдистых слоев (поэтому $S=2$). Более наглядно последовательность слоев А и В в структуре с $S=2$, $P_{ВВ}=0$ и $P_{ВАВ}=0$ можно представить как результат полностью неупорядоченного чередования слоев А и троек слоев ААВ. В общем случае смешанослойную структуру с $S=2$ можно охарактеризовать набором вероятностных параметров W_i , P_{ik} , P_{ikl} , ($i, k, l=A, B$). Здесь P_{ikl} есть вероятность встретить слой типа l при условии, что он следует за парой слоев ik . При данном факторе S значения вероятностных коэффициентов варьировались таким образом, чтобы достичь наилучшего соответствия между рассчитанными и экспериментальными дифрактограммами как по значениям d , так и по форме дифракционных максимумов. В результате для всех образцов удалось получить как значения концентраций слюдистых и монтмориллонитовых слоев, так и значения коэффициентов P_{ik} и P_{ikl} , характеризующих порядок чередования разнотипных слоев. Соответствующие результаты приведены в табл. 1. В качестве иллюстрации на

Таблица 1

Вероятностные параметры, характеризующие концентрации и способ чередования слюдистых и монтмориллонитовых слоев в исследованных смешанослойных минералах и сопоставление экспериментальных межплоскостных расстояний d_s с рассчитанными d_p при данных вероятностных параметрах

99—3/1		99—3/8 99—3/9		99—3/4		1/76	
$S=2$ $W_A : W_B = 0,78:0,22$ $P_{ВВ} = P_{ВАВ} = 0$ $N = 15$		$S=2$ $W_A : W_B = 0,87:0,13$ $P_{ВВ} : P_{ВАВ} = 0$ $N = 20$		$S=2$ $W_A : W_B = 0,85:0,15$ $P_{ВВ} = P_{ВАВ} = 0$ $N = 20$		$S=1$ $W_A : W_B = 0,80:0,20$ $P_{ВВ} = 0$ $N = 10$	
d_s (Å)	d_p (Å)	d_s (Å)	d_p (Å)	d_s (Å)	d_p (Å)	d_s (Å)	d_p (Å)
12,0	12,0	11,95	11,9	11,6	11,8	12,45	12,50
9,50	9,50	9,72	9,70	9,63	9,63	9,72	9,70
5,09	5,13	5,06	5,07	5,09	5,06	5,15	5,10
3,326	3,326	3,312	3,312	3,317	3,314	3,320	3,310

Примечание. N — среднее суммарное число слоев в кристаллах; остальные обозначения см. в тексте.

Химический состав смешанослойных слюда — монтмориллонитовых

Местоположение образцов	Прибалтика*						Молдавия**		
	O — S						Prz	S	
	№ образцов	67	83	87	56	92	95	15	96/461,7
компоненты	<0,001							порода***	
SiO ₂	54,05	53,39	52,16	53,56	56,33	53,12	52,90	55,76	
TiO ₂	0,51	0,85	0,79	1,45	0,26	1,16	0,30	0,09	
Al ₂ O ₃	19,93	20,25	20,60	18,38	19,50	21,95	25,83	19,16	
Fe ₂ O ₃	2,43	3,61	4,99	4,23	2,04	2,27	1,30	1,00	
FeO	0,81	0,52	0,51	0,51	0,15	0,20	—	—	
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	
CaO	1,09	0,88	1,00	1,11	0,11	—	0,60	Нет	
MgO	4,75	4,33	3,95	4,29	4,64	3,26	2,30	7,20	
Na ₂ O ⁱ	0,28	0,24	0,18	0,21	0,70	1,67	0,33	0,41	
K ₂ O	6,67	6,36	6,84	7,43	6,25	6,24	3,41	9,12	
H ₂ O ⁺	5,11	4,40	4,48	4,39	5,32	5,90	—	4,95	
H ₂ O ⁻	4,37	5,17	4,50	4,44	4,70	4,22	—	1,58	
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	
C	—	—	—	—	—	—	—	—	
п. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	
SO ₃	—	—	—	—	—	—	13,03	0,51	
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	
O=Cl ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма	100,00	99,78							
SiO ₂ кварца									
Амор- фные SiO ₂ Fe ₂ O ₃ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃									

* Данные М. А. Ратеева, Б. П. Градусова (1972); ** данные М. И. Жеру (1972); *** анализы выполнены лаборатории ГИН АН СССР, аналитики Н. Я. Бирюкова, В. Б. Рычкова.

фиг. 7 показаны рассчитанные и экспериментальные дифрактограммы для одного из исследованных смешанослойных минералов.

Следует отметить два существенных обстоятельства, которые учитывались при расчетах дифракционных картин от модельных смешанослойных структур. Обычно принимается, что высота слюдяных пакетов равна 10 Å. Как будет показано ниже, характерной особенностью исследуемых смешанослойных минералов является то, что слюдяные слои имеют состав, близкий к лейкофиллитовому. Из-за особенностей состава высота лейкофиллитовых слоев заметно ниже мусковитовых и составляет 9,89 Å. Аналогичные высоты слюдяных слоев характерны и для смешанослойных минералов, что следует из значения $d=3,28-3,30$ Å третьего базального отражения, выявляемого на дифрактограммах прокаленных образцов при 350 и 450° С. Известно, что величина этого рефлекса при содержании монтмориллонитовых слоев в смешанослойной фазе меньше 30% отражает высоту слюдяного слоя. В этих условиях при расчете модельных смешанослойных структур принималось, что высота слюдяного компонента равна 9,9 Å, а монтмориллонитового с молекулами этиленгликоля в межслоях — 16, 86 Å.

фракций (*л.м.*) и пород, их содержащих, вес %

Купол Индер									
соленос. толща		гипсовая шляпа							
P_1, kg_2		$P_2 - Q$				$P_2 - Q$			
311/74		99—3/5		99—3/1		99—3/8		99—3/9	
	<0,001	порода***	<0,001	порода	<0,001	порода***	<0,001	порода***	<0,001
49,78	54,52	63,28	53,72	59,00	54,14	41,24	53,82	56,66	54,51
0,50	1,62	0,39	0,60	0,34	0,63	0,13	0,69	0,34	0,70
12,88	16,01	15,30	17,99	9,90	16,55	4,85	16,46	14,37	16,37
3,79	1,66	0,96	2,89	1,20	2,97	0,04	3,68	0,65	2,38
0,33	Нет	0,58	0,28	0,17	0,38	0,72	0,21	0,29	0,08
Нет	»	0,01	Нет	0,01	Нет	0,01	Нет	0,02	Нет
2,15	0,22	0,89	0,69	5,72	0,34	15,68	0,68	3,69	0,32
6,36	4,97	4,27	5,59	5,24	8,15	1,49	7,58		8,51
2,28	0,63	0,18	0,04	0,20	Нет	0,40	Нет	0,28	0,20
9,40	5,64	5,76	7,26	2,64	4,93	1,32	5,28	4,00	5,49
0,92	7,60		5,42	3,79	6,71		6,73		6,77
3,26	3,70	2,05	5,00	4,32	4,58	8,13	4,18	3,04	3,75
Нет		0,05	0,03	0,02	0,04	0,05	0,06	0,08	Сл.
0,27		0,14	Нет	1,70	Нет	0,92	Нет		0,37
0,65			»	Нет	0,14		0,17		0,38
	4,37	5,24				4,41		7,50	
3,36		0,55		4,25		21,33		2,28	Нет
4,66		0,16				0,85			0,33
1,03									0,07
99,56	100,94	99,50	99,51	98,50	99,56	99,80	99,54	99,97	100,09
	4,30	15,44	0,36	23,84	0,58	27,20		12,32	0,54
	0,70	1,19	0,87	1,30	1,80	0,86		0,99	0,59
	0,01		0,06	0,03	0,03				0,02
	0,17		0,12	0,07	0,11				0,03
			0,89						

нены в Центральной лаборатории объединения г. Воркуты; остальные анализы выполнены в химической.

Кроме того, при расчетах необходимо было учесть высокую дисперсность исследуемых объектов. Свидетельством тонкодисперсности материала являются, в частности, значения d отражений на дифрактограмме прокаленного образца 99—3/1 (см. фиг. 4). Если толщина частиц смешанослойной фазы была бы достаточно большой (чтобы не проявлялись дифракционные эффекты, обусловленные малой толщиной кристаллов), то на дифрактограмме прокаленного образца значение d первого малоуглового рефлекса не превышало бы 9,9 Å (высота слюдяных пакетов 9,9 Å, а обезвоженных монтмориллонитовых — 9,6—9,8 Å). В действительности, как это видно на фиг. 4, значение d первого малоуглового рефлекса для некоторых образцов близко к 10,1 Å, и этот факт свидетельствует о проявлении эффекта малой толщины кристаллов (Дриц, Сахаров, 1976). Соответствующие расчеты показали, что для рассматриваемой смешанослойной фазы наилучшее совпадение рассчитанных и экспериментальных дифрактограмм получается, если принять, что в среднем частицы содержат 15 слоев (см. фиг. 7, табл. 1). Для других образцов эффекты малой толщины не проявились на дифрактограммах столь отчетливо, как в обр. 99—3/1. Однако это не

Химические формулы минералов

Минералы	Слюда — монтмориллонит						Лейкофиллит			Лейкофиллит-монтмориллонит			
	Прибалтика*						Молдавия**		купол Индер				
местоположение образцов									соленосная толща				
возраст	O—S						Prz	S	P ₁ k ₂				
	№ образцов												
компоненты													
	67	83	87	56	92	95	15	94/461.7	311/74	99—3/5	99—3/1	99—3/8	99—3/9
Si	3,73	3,70	3,63	3,74	3,84	3,69	3,65	3,75	3,96	3,78	3,98	3,84	3,88
Al ^{IV}	0,27	0,30	0,37	0,26	0,16	0,31	0,35	0,25	0,04	0,22	0,02	0,16	0,12
Al ^{VI}	1,35	1,35	1,31	1,25	1,41	1,48	1,75	1,26	1,33	1,29	1,24	1,18	1,28
Fe ³⁺	0,12	0,18	0,25	0,21	0,10	0,12	0,07	0,05	0,09	0,11	0,16	0,20	0,14
Fe ²⁺	0,04	0,03	0,03	0,03		0,01				0,01	0,02	0,01	
Mg ^{VI}	0,49	0,45	0,41	0,45	0,47	0,34	0,24	0,72	0,55	0,60	0,58	0,61	0,58
Ca	0,08	0,06	0,07	0,08			0,04			0,05	0,03	0,05	
Na	0,03	0,03	0,02	0,02	0,09	0,22	0,04	0,05	0,08				0,05
K	0,58	0,56	0,61	0,66	0,54	0,55	0,30	0,78	0,61	0,67	0,46	0,50	0,54
Mg											0,04	0,06	0,05

* По данным М. А. Ратеева, Б. П. Градусова (1971); ** по данным М. И. Жеру (1972).

означает, что они содержат значительно более крупные частицы, так как этот эффект заметен только тогда, когда частицы содержат в среднем меньше 20 слоев (Дриц, Сахаров, 1976).

Электроннографический анализ методом косых текстур показал, что в условиях вакуума все образцы характеризуются трехмерной упорядоченностью и относятся к слюдистому политу типу 1М с параметрами: $a=5,17-5,19$; $b=8,94-8,98$; $c=10,01$ Å; $\beta=100,6^\circ$.

Результаты химических анализов смешанослойных минералов и пород, из которых они были выделены, приведены в табл. 2. Для смешанослойных фаз слюда — монтмориллонит можно рассчитать химические формулы, отражающие средний состав 2 : 1 слоев, так как независимо от состава и строения межслоевых промежутков анионный каркас всех 2 : 1 слоев имеет состав $O_{10}(OH)_2$ на половину содержания ячейки слоя. Результаты расчета таких формул даны в табл. 3. При расчете формул вводилась поправка на содержание триоктаэдрического хлоритового компонента состава $(MgO)_x(Al_2O_3)_y(SiO_2)_z \cdot 4H_2O$ в количестве 5—10% (обр. 99—3/1 — 8%, 99—3/8 — 5%, 99—3/9 — 10%). Для сравнения в этих же таблицах приведены химические составы и формулы смешанослойных минералов и лейкофиллита из метабентонитов Прибалтики и Молдавии. Из табл. 3 видно, что средний состав 2 : 1 слоев всех смешанослойных минералов приблизительно одинаков. Он характеризуется низкой степенью замещения Si на Al и высоким содержанием катионов Al и Mg в октаэдрах. Основным отличием рассматриваемых минералов от слюд является заметный дефицит K в межслоях. Для большинства смешанослойных минералов слюдистые слои по составу октаэдрических и тетраэдрических сеток, несмотря на вариации в содержании различных катионов, отвечают составу лейкофиллита, который характеризуется кристаллохимической формулой $(K, Na, Ca)_x(Si_{4-y}Al_y)(Al_{2-x-y}Mg_{x-y}) \cdot O_{10}(OH)_2$ со следующими пределами вариаций для x и y : $1 \geq x \geq 0,7$;

$0,25 \geq y \geq 0$. Смешанослойные минералы из гипсовой шляпы по сравнению со всеми остальными характеризуются наиболее высокими содержаниями Si и Mg (см. табл. 3) и с полным основанием могут называться смешанослойными лейкофиллит — монтмориллонит.

ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ СМЕШАНОСЛОЙНЫХ МИНЕРАЛОВ ЛЕЙКОФИЛЛИТ — МОНТМОРИЛЛОНИТ

Пепловые прослои гипсовой шляпы купола Индер, содержащие смешанослойные лейкофиллит — монтмориллонит, по условиям залегания резко отличаются от метабентонитов Балтоскандии и Молдавии и К-бентонитов США. Находятся они в переотложенном состоянии среди гипсов, которые представляют собой гидратированный нерастворимый остаток соляных пород. Было высказано предположение, что образование смешанослойных минералов с вышеописанным характером чередования разнотипных пакетов является седиментационно-диагенетическим и что в гипсовую шляпу они перешли, таким образом, не изменив своей структурной характеристики. В таком случае механизм формирования смешанослойной структуры, в которой реализуется чередование слюdistых и монтмориллонитовых пакетов с фактором ближнего порядка $S=2$, одинаков как в соленосных породах, так и в метабентонитах. Для доказательства этого был детально прослежен по простиранию состав одного из горизонтов пепловых туфов в соленосной толще на расстоянии около 2,5 км. При этом оказалось, что основные различия в составе тонких фракций туфа касаются лишь количественного соотношения в содержании лейкофиллита и триоктаэдрического компонента. Нигде в соленосной толще не были определены смешанослойные лейкофиллит — монтмориллонит, т. е. те минералы, которые являются основными компонентами их гипергенных аналогов. В связи с этим приходится допустить, что образование смешанослойных лейкофиллит — монтмориллонит в гипсовой шляпе является вторичным, «гипергенным», происходящим в результате структурных преобразований лейкофиллита в процессе формирования кепрока. В табл. 4 приведены результаты химических

Таблица 4

Химический состав пород из купола Индер, содержащих лейкофиллит и смешанослойные лейкофиллит — монтмориллонит во фракции $< 0,01$ мм, вес %

Местоположение	Соленосная толща		Гипсовая шляпа				
	P_1 кг ₂		$P_2 - Q$				
возраст							
№ образцов	311/74	7/75	99-3/5	99-3/1	99-3/2	99-3/8	99-3/9
компоненты	лейкофиллит		лейкофиллит — монтмориллонит				
SiO ₂	58,74	56,04	63,45	63,87	59,59	61,0%	20,50
Al ₂ O ₃	16,16	17,95	20,81	18,69	16,31	22,45	63,25
Fe ₂ O ₃	4,76	0,66	1,31	2,26	1,22	0,18	0,92
FeO	0,42	0,60	0,79	0,32	0,26	3,33	0,41
MgO	8,04	13,73	5,81	9,88	17,14	6,90	9,22
K ₂ O	11,88	11,02	7,83	4,98	5,48	6,11	5,70
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

анализов пепловых туфов, содержащих лейкофиллит и смешанослойные лейкофиллит — монтмориллонит. Лейкофиллитовые туфы характеризуются значительно более высоким содержанием K₂O (до 12%), чем туфы лейкофиллит — монтмориллонитового состава (5—6%). Так как по минеральному составу крупных фракций пепловые туфы гипсовой

шляпы аналогичны таковым соленосной толщи, то уменьшение содержания K_2O в породах шляпы связано с тонкодисперсными фракциями и легко объясняется выносом катионов K из межслоевых позиций лейкофиллита, в результате которого возникла смешанослойная структура с фактором ближнего порядка $S=2$.

Причины возникновения установленного выше закона чередования слюдистых и монтмориллонитовых слоев в структуре смешанослойных минералов пока полностью не ясны. Если опираться на значения конфигурационной энтропии, то стабильность смешанослойных структур тем выше, чем более равномерно в объеме кристаллов слои одного типа распределены среди слоев другого типа (Sato, 1965, 1969). В свете этого можно предположить, что в условиях длительного и постепенного выщелачивания лейкофиллита возникла равновесная смешанослойная структура, в которой образование и распределение монтмориллонитовых слоев в слюдистой матрице происходило не случайно, а подчинялось определенным ограничениям, обусловившим понижение свободной энергии системы в целом. Другими словами, при формировании смешанослойной структуры проявлялся эффект дальнего действия, благодаря которому в процессе твердофазного преобразования лейкофиллита в смешанослойный минерал образование монтмориллонитового межслоя в каком-то месте кристалла «запрещало» возможность возникновения монтмориллонитовых межслоев выше и ниже данного на расстояниях, равных по меньшей мере высотам двух слюдистых пакетов ($\geq 20 \text{ \AA}$). При этом реализовывалась смешанослойная структура с фактором ближнего порядка $S=2$. С другой стороны, следует иметь в виду, что исследованные смешанослойные минералы отличаются высокой дисперсностью частиц и сравнительно небольшой концентрацией монтмориллонитового компонента W_B . Если допустить, что кристаллы в среднем состоят из 15—20 слоев и $W_B=0,15-0,20$ (см. табл. 1), то тогда в каждом кристалле в среднем будет содержаться 2—3 монтмориллонитовых межслоя. Весьма вероятно, что в процессе выщелачивания скорость диффузии межслоевых катионов K неодинакова по объему кристаллов лейкофиллита. В условиях высокой концентрации катионов Na и Mg в агрессивных растворах можно допустить, что скорость диффузии катионов K была более высокой в межслоях, расположенных ближе к внешним поверхностям кристаллов, где в первую очередь и будут образовываться единичные монтмориллонитовые межслои при формировании смешанослойных кристаллов. При этом они будут разделены достаточно большим числом слюдистых слоев, что может создать псевдоэффект ближнего порядка в расположении разнотипных слоев в исследованных минералах. Неясным здесь остается вопрос о том, почему в кристаллах, содержащих больше чем два монтмориллонитовых межслоя, они тем не менее разделены (как минимум) двумя слюдистыми пакетами.

Таким образом, в дальнейшем предстоит более детально изучить те факторы, которые регулируют распределение разнотипных слоев в исследованных смешанослойных минералах. Это тем более интересно, что аналогичные закономерности характерны и для смешанослойных минералов метабентонитов, очевидно, при другом механизме их формирования.

ЛИТЕРАТУРА

- Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М., «Наука», 1976.
Жеру М. И. Докембрий Молдавии. Кишинев, 1972.
Лалинскас П. П. Метабентониты нижнего силура Литвы.— Тр. Ин-та геол. Вильнюс, 1965, вып. 1.

- Мак Юэн Д. М. К. и др. Смешанослойные глинистые минералы.— В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- Ратеев М. А., Грабусов Б. П. Типы смешанослойных образований слюда — монтмориллонитового ряда в метабентонитах силура — ордовика Прибалтики.— Литол. и полезн. ископаемые, 1971, № 2.
- Соколова Т. Н., Дриц В. А., Соколова А. Л., Степанова К. А. Структурно-минералогическая характеристика и условия формирования лейкофиллита из соленосных отложений купола Индер.— Литол. и полезн. ископаемые, 1976, № 6.
- Утсал К., Юргенсон Э. Минералогия метабентонитов Эстонии.— Изв. АН ЭССР. Химия, геология, 1971, т. 20, № 4.
- Юргенсон Э. А. Метабентониты Эстонской ССР.— Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1958, т. 2.
- Юргенсон Э. А. Силурийские метабентониты Эстонской ССР.— В кн.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, Изд-во Ин-та геол. АН ЭССР, 1964.
- Юргенсон Э. А. Литология лландоверийских отложений Эстонии. Таллин, Изд-во Ин-та геол. АН ЭССР, 1966.
- Droste J. B., Vitaliano Ch. J. Tioga bentonite (middle devonian).— Clays and Clay Minerals, 1973, v. 2.
- Sato M. Structure of interstratified (mixed-layer) minerals.— Nature, 1965, v. 208, No. 5005.
- Sato M. Interstratified structure with Reichweite g-2 and its X-ray diffraction patterns.— Proc. Internat. Clay Conf., Tokyo, 1969, v. 1.

ГИН АН СССР,
Москва
ГИГХС,
Люберцы

Дата поступления
8.II.1978

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЗЕРНИСТЫХ ФОСФОРИТОВ АРАВИЙСКО-АФРИКАНСКОЙ
ПРОВИНЦИИ И СРЕДНЕЙ АЗИИ**

В. И. ПОКРЫШКИН, В. С. БОЙКО, В. Я. ИЛЬЯШЕНКО

Рассматриваются тектонические, стратиграфические, литологические и палеогеографические закономерности размещения главнейших фосфоритовых месторождений фосфоритоносных бассейнов верхнего мела и палеогена Аравийско-Африканской провинции и Средней Азии. При общем сходстве состава фосфоритоносные отложения Средней Азии характеризуются в отличие от Аравийско-Африканских разрезов значительной терригенностью, слабым развитием кремнистых пород, небольшими мощностями пластов фосфоритов и невысоким качеством руд и другими особенностями. Установленные закономерности позволяют коррелировать изученные разрезы продуктивных горизонтов с промышленными пластами зернистых фосфоритов, обосновывать поисковые и прогнозные работы в еще слабо изученных районах Средней Азии, Северной Африки и Ближнего Востока.

Знание закономерностей размещения фосфоритовых месторождений имеет важное значение для научного обоснования прогнозных и поисковых работ. Особый интерес эта проблема представляет в отношении зернистых фосфоритов верхнего мела и палеогена, на долю которых приходится более 50% мировых запасов фосфатного сырья. Крупнейшие промышленные месторождения их находятся в Африке и на Ближнем Востоке. Близки к ним по формационной принадлежности фосфориты Средней Азии (Шатский, 1955). Занятое ими пространство, охватывающее крупные окраинные части тектонических структур Африкано-Аравийской платформы, Атласской эпиплатформенной складчатой области и среднеазиатских республик СССР, А. С. Соколов (1977) выделил в качестве Аравийско-Африканской фосфоритоносной провинции.

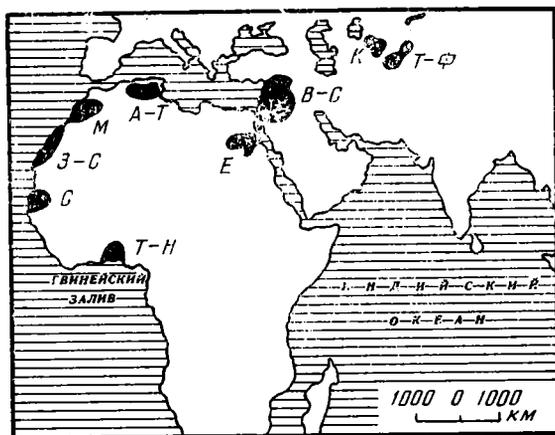
Фосфоритоносные отложения верхнего мела и палеогена, сходные по составу с африканскими, известны в Иране и Афганистане, в южных районах Средней Азии Советского Союза — в Центральных Кызылкумах, в Таджикской и Ферганской депрессиях. Повышенное внимание советских геологов к закономерностям образования и размещения зернистых фосфоритов Аравийско-Африканской провинции связано с возможностью выявления аналогичных месторождений в Средней Азии (Шатский, 1955; Копаев и др., 1969). К настоящему времени как по Африке и Ближнему Востоку, так и по Средней Азии накоплен новый материал, позволяющий дать дальнейший анализ особенностей геологического строения и закономерностей размещения зернистых фосфоритов этих регионов.

**ГЛАВНЕЙШИЕ ФОСФОРИТОНОСНЫЕ БАСЕЙНЫ
АРАВИЙСКО-АФРИКАНСКОЙ ПРОВИНЦИИ И СРЕДНЕЙ АЗИИ**

На Африкано-Аравийской платформе и в Атласской эпиплатформенной складчатой области выделяются фосфоритоносные бассейны: Того-Нигерийский, Сенегальский, Западно-Сахарский, Египетский, Восточно-

Средиземноморский, Марокканский и Алжиро-Тунисский, в Средней Азии — Кызылкумский и Таджикско-Ферганский (фиг. 1).

Того-Нигерийский бассейн занимает южные части республик Того, Бенина и Нигерии, представляя собой моноклинальную структуру северо-восточного простирания (Kilinc, Cotillon, 1977). В основании разреза залегает толща глин, песчаников и мергелей мощностью до 340 м маастрихтского яруса верхнего мела, перекрывающая докембрийские образования Дагомейско-Нигерийского массива. Толщи палеоцена (до



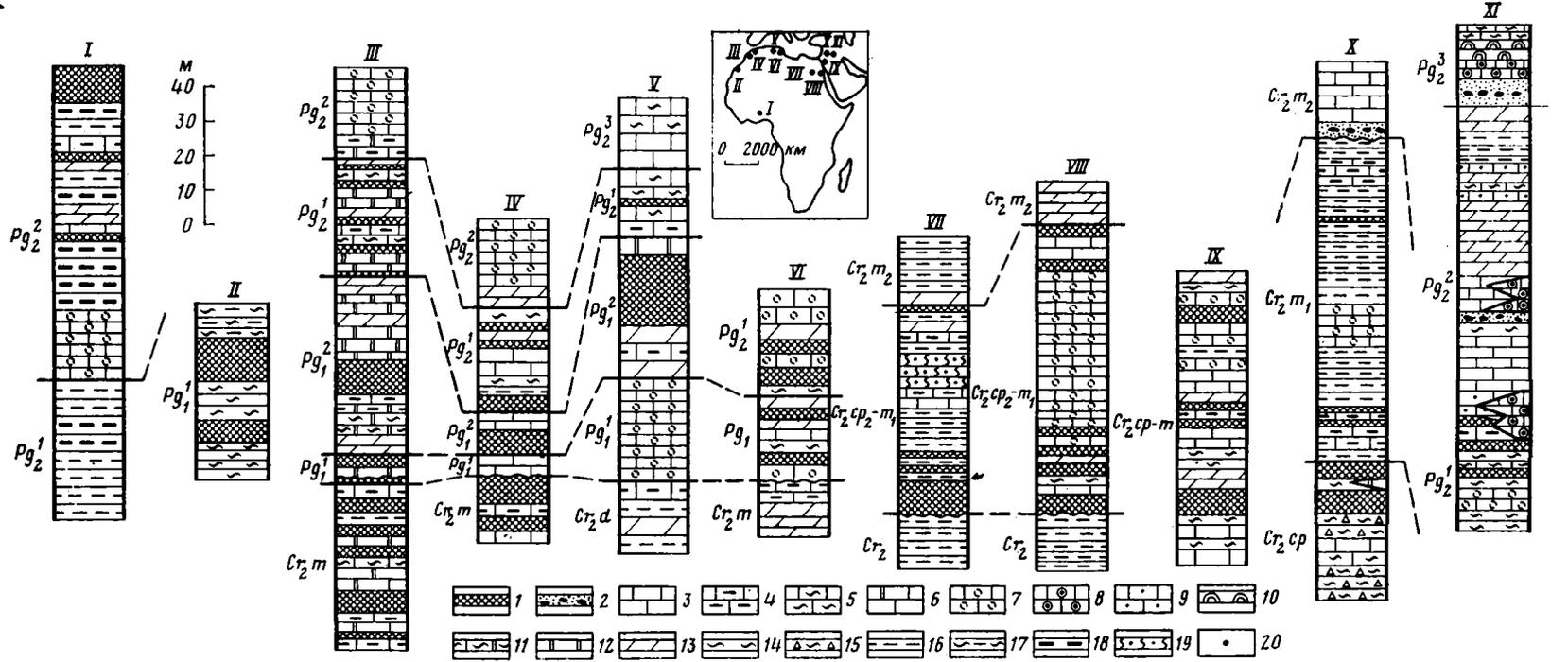
Фиг. 1. Схема размещения главных фосфоритовых бассейнов Аравийско-Африканской провинции и Средней Азии.

Бассейны и их индекс: Т-Н — Того-Нигерийский; С — Сенегальский; З-С — Западно-Сахарский; М — Марокканский; А-Т — Алжиро-Тунисский; Е — Египетский; В-С — Восточно-Средиземноморский; К — Кызылкумский; Т-Ф — Таджикско-Ферганский

130 м) и нижнего эоцена (45 м) сложены глинами и мергелями. Венчают разрез лютетские отложения среднего эоцена: мощность их от 10 до 170 м. На месторождении Хахоте-Кпогаме в основании разреза залегают крупнослоистые ракушняковые известняки, сменяемые выше существенно глинистыми породами, переслоенными прослоями мергелей и пластами фосфоритов (фиг. 2, I). В разрезе общей мощностью 8—40 м преобладают аттапульгитовые глины, обычно подстилающие фосфоритные пласты. Верхний разрабатываемый пласт фосфоритов имеет наибольшую мощность до 10,5 м и высокое содержание P_2O_5 (25—32%).

Сенегальский бассейн размещается на большей части Сенегала и Мавритании в пределах одноименной синеклизы Атлантической зоны периокеанических погружений (Хаин, 1971). Выполняющие бассейн терригенно-карбонатные отложения сенона, палеоцена и нижнего эоцена достигают мощности 2000 м. Особенно велика их мощность в западной части бассейна, вблизи побережья Атлантического океана. Однако мощность лежащих выше фосфоритовых отложений лютетского яруса небольшая, а залегание почти горизонтальное (Покрышкин, Прокофьев, 1974; Flicoteaux, 1975).

На месторождении Таиба фосфоритовый пласт мощностью 3—6 м залегает среди аттапульгитовых глин и мергелей мощностью от 10 до 21 м. Фосфориты зернистые, карбонатные с содержанием P_2O_5 26—31%, с кремнистыми конкрециями диаметром 0,2—0,3 м. Пласт фосфорита перекрывается песчанистыми глинами и кремнистыми породами мощностью до 5 м, на которых развиты латероидные алюмофосфатные образования послезоценового возраста.



Фиг. 2. Геологические разрезы фосфоритовых месторождений Аравийско-Африканской провинции и Средней Азии (использованы материалы разных авторов, см. текст)

Месторождения: I — Хайте-Кпогаме (Того); II — Бу-Краа (Западная Сахара); III — Бенгерир и IV — Хурибга (Марокко); V — Джебель-Онк (Алжир); VI — Гафса (группа месторождений, Тунис); VII — Абу-Тартур и VIII — Абу-Тундуб (Египет); IX — Эль-Хаса (Иордания); X — Кнейфис и XI — Хбари (Сирия). фосфориты:

1 — зернистые; 2 — желваковые глауконитовые; 3 — известняки; 4 — известняки глинистые; 5 — известняки кремнистые; 6 — известняки доломитистые; 7 — известняки устричные; 8 — известняки нумвые; 9 — известняки кремнисто-доломитистые; 10 — доломиты; 11 — известняки кремнисто-доломитистые; 12 — доломиты; 13 — мергели; 14 — кремнистые (халцедоновые) породы; 15 — кремнистые (халцедоновые) брекчированные породы; 16 — глины алевритистые монтмориллонитовые и гидрослюдистые; 17 — глины кремнистые; 18 — глины аттапульгитовые; 19 — песчаники глауконитовые; 20 — местоположение месторождения и номер разреза

Преобладающий глинисто-карбонатный состав сенон-палеогеновых пород сохраняется и в Западно-Сахарском бассейне, где в 1964 г. выявлено одно из крупнейших на Африканском континенте месторождение богатых зернистых фосфоритов Бу-Краа (Descubrimiento, 1967). Фосфоритоносный горизонт имеет мощность от 17 до 27 м, относится к нижней палеоцену (см. фиг. 2, II) и широко распространен в Айюнской синклинали меридионального простирания. На восточном пологом (угол падения 5—10°) ее крыле размещается упомянутое месторождение Бу-Краа. В основании горизонта залегают два фосфоритных пласта, разделенные слоем (5—7 м) массивных черных кремнистых пород. Нижний пласт имеет мощность 2,1—3 м и содержание P_2O_5 24—28%, верхний разрабатываемый пласт — 4,3—6,6 м с содержанием P_2O_5 26—34,6%, в среднем около 30%. В составе пласта много фораминифер *Frondicularia fosfatica* Russo. Залегающие на верхнем пласте кремнистые и гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины верхнего палеоцена достигают мощности 46 м.

Огромные запасы богатых зернистых фосфоритов известны в Марокканском бассейне. Этот бассейн расположен в западной части Атласской эпиплатформенной складчатой области с герцинским фундаментом и мезозойско-кайнозойским слабо дислоцированным осадочным чехлом (Воужо, 1976). На размытой поверхности метаморфических пород фундамента залегают нижнемеловые красноцветные песчаники с прослоями мергелей мощностью 500 м. Следующая выше толща (150—800 м) сложена известняками, мергелями, глинами, в меньшем количестве алевритами и кремнистыми породами. Ее возраст — от сеномана до кампана. На ней трансгрессивно залегают фосфоритоносные отложения маастрихт — эоцена мощностью от 45 до 300 м. Они образуют верхнюю часть платформенного чехла в широтных синклиналиных структурах, ограниченных герцинскими массивами. Наиболее развиты фосфориты на Фосфатном плато в северо-восточной части бассейна, где на месторождении Хурибга сосредоточено около 80% их запасов. Здесь нижние пласты зернистых фосфоритов залегают среди глинистых и слабодолмитистых известняков, относимых к маастрихтскому ярусу (см. фиг. 2, IV). Мощность фосфоритового пласта до 4 м, содержание P_2O_5 до 27%. Выше залегают фосфатсодержащие известняки монтского яруса нижнего палеоцена мощностью до 3 м, сменяемые окремненными известняками (2—14 м) тенетского яруса верхнего палеоцена с одним пластом фосфоритов. Следующие выше по разрезу отложения (10—18 м) относятся к ипрскому ярусу нижнего эоцена. Они сложены кремнистыми известняками, мергелями, переслаивающимися с прослоями кремнистых пород и глин, тремя пластами фосфоритов выдержанной мощности, из которых два отличаются высоким содержанием P_2O_5 — около 30—32%. Мощность этих разрабатываемых пластов меняется от 1,5 до 2,5 м. Фосфоритоносный горизонт сменяется выше пачкой мергелей, известняков и кремнистых пород, на которой залегают крупнослоистые известняки (до 30 м) с обильными раковинами гастропод *Hemithersitea arambourgi* Salvan лютетского яруса среднего эоцена.

В 40 км южнее Фосфатного плато, в восточной части района Гантур, на месторождении Бенгерир, в разрезе маастрихт-эоценовых фосфоритоносных отложений существенное распространение получают доломиты, чередующиеся с известняками, мергелями, глинами, кремнистыми породами и пластами зернистых фосфоритов (P_2O_5 23—32%). Количество пластов фосфорита меняется от 8 до 10, а их мощность от 0,5 до 4,7 м каждого. Наиболее мощные шесть промышленных пластов (2,2—4,7 м) приурочены к отложениям маастрихта и палеоцена (см. фиг. 2, III). Общая мощность маастрихт-эоценовых отложений 134 м.

В 70 км западнее месторождения Бенгерир на месторождении Юсуфия мощность фосфоритоносных отложений возрастает до 180 м. Здесь

преобладают известняки и мергели, менее развиты доломиты, переслаивающиеся с кремнистыми породами и пластами зернистых фосфоритов. Выделяется лишь один промышленный пласт мощностью 0,8—2,3 м с содержанием P_2O_5 около 29,8%, залегающий в основании монтского яруса. В 50 км южнее месторождения Юссуфия, в мало изученном районе Мескала, разрез маастрихт-эоценовых отложений сходен с разрезом района Гантур. В этом районе известно до пяти фосфоритовых пластов мощностью от 0,8 до 5 м с содержанием P_2O_5 от 14 до 32%. Наиболее мощные пласты фосфоритов (3—5 м) приурочены к глинисто-карбонатным отложениям маастрихта и нижнего палеоцена мощностью 130—300 м.

Алжиро-Тунисский бассейн расположен в восточной части Атласской эпиплатформенной складчатой области, где фундамент глубоко погружен под мощный мезозойско-кайнозойский чехол. Месторождения фосфоритов распространены на контакте отложений тенетского и ипрского ярусов, смятых в складки.

Крупнейшее в Алжире фосфоритовое месторождение Джебель-Онк представлено в кровле тенетского яруса мощной (до 33 м) пластовой залежью фосфоритов со средним содержанием P_2O_5 около 25% (см. фиг. 2, V). Фосфориты содержат линзы и прослои известняков, мергелей, глин и кремнистых пород. Значительной пестротой состава в районе Гафса характеризуются среднеэоценовые отложения. Как правило, они без фосфоритов, на севере района представлены часто кремнистыми и нуммулитовыми известняками, а на юге, в лютетском ярусе, появляются глины с марганцевыми конкрециями и оолитовые железные руды (Nicolini, 1967).

Особенно широко фосфориты распространены в юго-восточном районе бассейна Гафса, охватывающем смежную часть территории Туниса и Алжира. Фосфоритоносный горизонт в Тунисе мощностью 40 м включает от шести до девяти пластов зернистых фосфоритов на месторождениях Редиф, Моуларис, Мрата, Мдилла, Метлауи и др. Пласты перемежаются мергелями, кремнистыми породами, глинистыми и часто ракушняковыми известняками, переполненными раковинами устриц *Ostrea multicosata* Desh. Лишь два — три пласта фосфоритов по своей мощности (1,8—3,5 м) и содержанию P_2O_5 — 24,1—32,2% имеют промышленное значение (см. фиг. 2, VI).

Египетский бассейн охватывает разнообразные структуры платформенного чехла на склонах Аравийско-Нубийского массива в центральной части Египта, от Ливийской пустыни до западного побережья Красного моря. Здесь развиты мезозойско-кайнозойские отложения мощностью 300—800 м, преимущественно терригенно-карбонатные. Многочисленные месторождения зернистых фосфоритов приурочены к верхнекампанскому — нижнемаастрихтскому фосфоритоносному горизонту (Said, 1971; Михайлов и др., 1972; Покрышкин и др., 1976; Юдин, 1977).

На западе бассейна, в Ливийской пустыне, находится самое крупное в Египте фосфоритовое месторождение Абу-Тартур. Оно приурочено к пологому западному крылу обширной меридиональной Нильской синеклизы, где разрез начинается кварцевыми песчаниками (200 м) юрско-мелового возраста. Выше залегают пачка нижнекампанских пестроцветных монтмориллонитовых глин (50—75 м), переслоенных в кровле кварцево-глауконитовыми песчаниками и алевrolитами. На размытой неровной поверхности этой пачки залегают фосфоритоносный горизонт мощностью 58 м. В основании его наблюдается промышленный пласт зернистых фосфоритов (см. фиг. 2, VII). Его мощность меняется от 1 до 10,5 м, чаще составляя 3,4—5,3 м со средним содержанием P_2O_5 — 25,3%. В составе пласта отмечаются прослои глин, доломитов и мергелей. Средние и верхние части горизонта сложены известковистыми глинами, глауконитовыми песчаниками и пропластками грубозернистых и желвако-

вых фосфоритов. Фосфоритоносный горизонт восточного крыла Нильской синеклизы на месторождениях Эль-Махамид, Абу-Хад и др. характеризуется глинисто-карбонатным составом, двумя невыдержанными по мощности (0,9—2,3 м) фосфоритными пластами с содержанием P_2O_5 в среднем 23,3%. Мощность горизонта увеличивается до 80 м.

На востоке бассейна (западнее побережья Красного моря) мел-палеогеновые отложения образуют в зоне рифта многочисленные синклиналильные складки с падениями крыльев от 5 до 45°, чаще 20—30°. Фосфоритоносный горизонт месторождений Абу-Тундуб (см. фиг. 2, VIII), Хамравейн, Васиф и др. имеет мощность от 30 до 70 м и отличается разнообразным составом и строением. Он подразделяется на три пачки. Нижняя (10 м) сложена мергелями, глинами, кремнистыми породами, глинистыми и доломитовыми известняками, переслоенными пластами фосфоритов мощностью 0,5—3 м и содержанием P_2O_5 20—30%. Средняя пачка (10—50 м) сложена крупнослоистыми устричными известняками с раковинами *Ostrea villei* Coq. Верхняя пачка (4—18 м) представлена тонкослоистыми известняками и кремнистыми породами, перемежающимися пластами фосфоритов. Их количество меняется от 1 до 3, а мощность на разных месторождениях от 0,3 до 1,5 м.

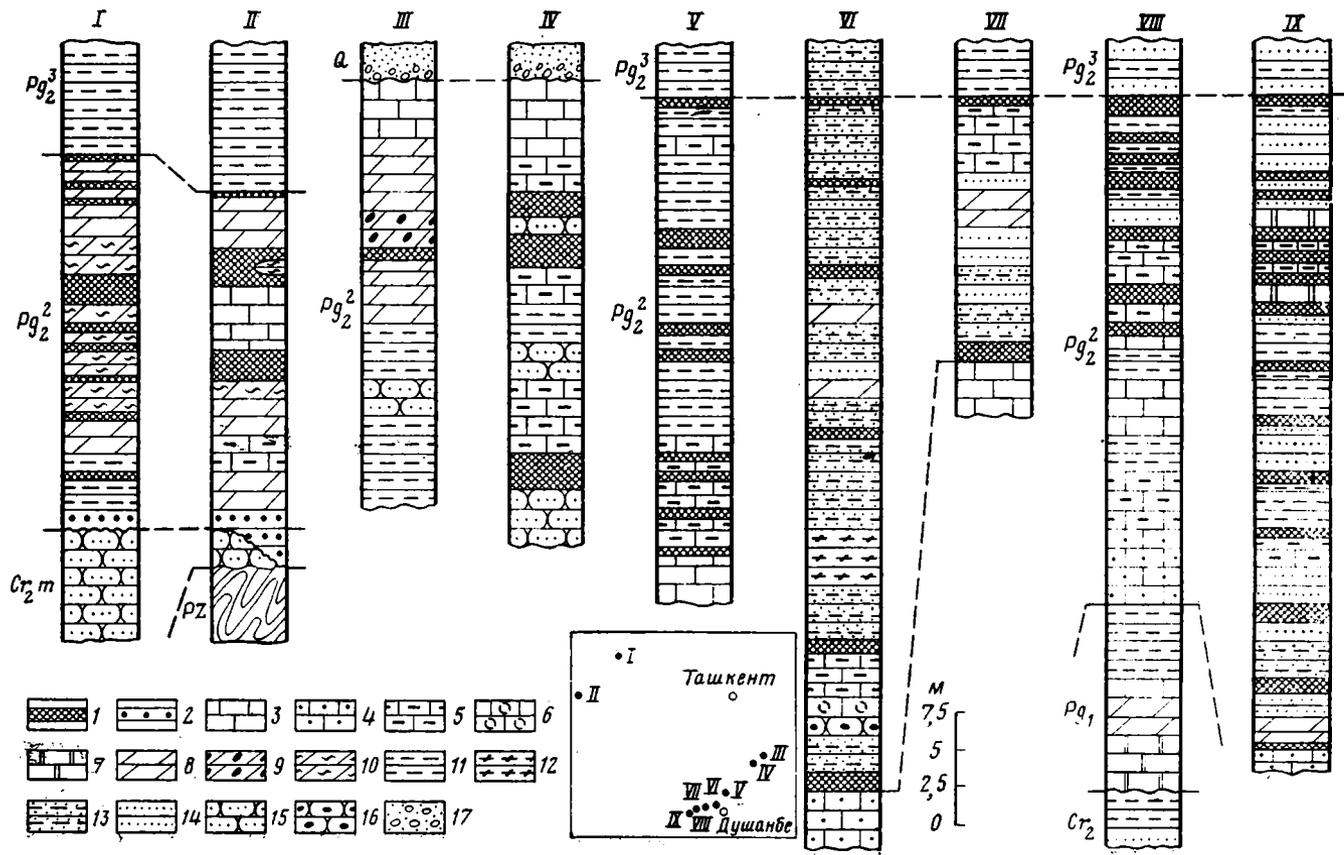
Восточно-Средиземноморский бассейн размещается в северной части Аравийской плиты. Здесь известны месторождения зернистых фосфоритов, приуроченные к пологозалегающим отложениям верхнего сенона и палеогена, образующим мелкие антиклинальные и синклиналильные складки, которые осложняют крылья антеклиз и смежных с ними внутриплатформенных прогибов.

В основании разреза меловых отложений на всей площади бассейна развита толща кварцевых песчаников мощностью до 500 м, сменяемая кверху известняками и доломитами сеноман-туронского возраста (90—800 м). Нижнесенонские породы — слабофосфатные известняки, мергели и кремни распространены не везде. Их мощность не превышает 150 м, а на юге бассейна, в северной части Саудовской Аравии, они выклиниваются. В пустыне Нефуд девонские кварцевые песчаники перекрыты фосфоритоносными отложениями кампанского и маастрихтского ярусов мощностью от 18 до 213 м. На месторождении Тханийет фосфоритоносный горизонт мощностью 3,5 м включает два пласта со средним содержанием P_2O_5 23%. Пласты отделены друг от друга тонкослоистыми песчано-глинистыми известняками, мергелями и кремнистыми породами.

В соседней Иордании кампан-маастрихтский фосфоритоносный горизонт мощностью 22—35 м изучен на месторождениях Эль-Хаса и Русейфа (Pascal, 1971). В нем установлено до четырех пластов зернистых фосфоритов, перемежающихся мергелями, кремнистыми породами, известняками (см. фиг. 2, IX). Мощность фосфоритовых пластов варьирует от 1,2 до 3,4 м, содержание P_2O_5 — 24—34%.

В Израиле месторождения фосфоритов Орон, Эйн Яхав, Махтеш и Арад относятся к верхней части отложений кампана и сохранились в синклиналильных структурах (Wurzbarger, 1968). Внизу залегают кремнистые породы, мергели и известняки мощностью до 46 м. Выше размещается фосфоритоносный горизонт (5—10 м) с двумя — тремя пластами фосфоритов (P_2O_5 24,5—33,5%), разделенных слоями фосфатсодержащих известняков. Мощность пластов фосфорита 1,8—6 м. Горизонт перекрыт фосфатсодержащими и глауконитовыми мергелями маастрихтского яруса.

На юго-востоке Сирии кампан-маастрихтские отложения мощностью 120—377 м широко распространены вдоль южного крыла внутриплатформенной складчатой зоны Пальмирид, где размещаются разрабатываемые месторождения Кнейфис и Восточное (Покрышкин, 1971). На первом из них фосфориты слагают два пласта средней мощностью 3,8 м каждый с содержанием P_2O_5 от 19,4 до 34,4% (см. фиг. 2, X), а на втором зале-



гает пластовая залежь мощностью около 12 м со средним содержанием P_2O_5 , 24,5%. Вмещающие породы представлены глинистыми известняками, массивными кремнями, реже доломитами. На соседней с территорией Сирийской Южной Турции описан верхнесенонский фосфоритоносный горизонт мощностью около 40 м на месторождении Мардин (Sheldon, 1964). В составе горизонта отмечаются известняки, перемежающиеся кремнистыми породами и тремя пластами фосфоритов (P_2O_5 , 10—25%). Мощность пластов меняется от 1 до 2 м.

В Восточно-Средиземноморском бассейне наряду с кампан-маастрихтскими фосфоритами распространены фосфориты в палеогеновых отложениях мощностью от 47 до 450 м. На юго-востоке бассейна месторождения Хбари в Сирии, Тураиф в Саудовской Аравии, Акашат и Рутба в Ираке приурочены к нижнеэоценовому фосфоритоносному горизонту мощностью от 5 до 24 м. В составе горизонта насчитывается от 2 до 6 пластов зернистых фосфоритов общей мощностью от 4 до 11 м с содержанием P_2O_5 в среднем около 20%. Вмещающие породы представлены глинисто-кремнистыми и биогенными известняками с прослоями кремней, мергелей, доломитов и глин (см. фиг. 2, XI). В перекрывающих отложениях среднего и верхнего эоцена (40—60 м) преобладают нуммулитовые и водорослевые известняки с пластами (1—6 м) глауконитовых известняков, содержащих фосфоритные конкреции диаметром 1—3 см.

Кызылкумский бассейн находится в Советском Союзе на Туранской плите, в зоне сочленения структурных элементов палеозойского Кызылкумского свода, Сырдарьинской и Амударьинской синеклиз. Фосфориты сохранились в субширотных синклинальных впадинах: Джетымтауской на севере и Джеройской на юге бассейна (Ибайдуллаев, 1968).

В основании фосфоритоносных отложений Джетымтау обнажаются красноцветные кварцевые песчаники верхнего сенона мощностью около 30 м, выше идут среднеэоценовые алайские фосфоритоносные слои 38—50 м (фиг. 3, I). Они начинаются базальным горизонтом желваковых фосфоритов. Залегающая на них пачка (до 18 м) глин, мергелей и многочисленных фосфоритных пропластков (0,05—0,1 м) сменяется главным фосфоритоносным горизонтом мощностью 18—25 м. Он сложен опоконидными мергелями и известняками, чередующимися с пластами фосфоритов общей мощностью 0,6—1,2 м с содержанием P_2O_5 до 28%. В составе горизонта встречаются желваки кремня. Перекрыт горизонт карбонатными и песчанистыми зелеными глинами туркестанских слоев верхнего эоцена.

В Джеройской впадине в основании разреза развиты известковистые песчаники маастрихтского яруса либо палеозойские породы фундамента (Ибайдуллаев и др., 1977). Алайские фосфоритоносные отложения мощностью 10—40 м залегают трансгрессивно на более древних породах, начинаясь слоем (0,1—1,5 м) фосфатизированного гравийно-галечного материала с обильной примесью зерен кварца и зубов акул (см.

Фиг. 3. Сопоставление литолого-стратиграфических разрезов фосфоритовых месторождений Средней Азии (использованы материалы разных авторов, см. текст)

Месторождения: I — Джетымтауское; II — Джеройское; III — Исфагинское; IV — Кониакское; V — Зиддинское; VI — Хочильорское; VII — Каратагское; VIII — Гуруфатминское; IX — Гулиобское

фосфориты: 1 — зернистые; 2 — желваковые (переотложенные); известняки: 3 — мелоподобные; 4 — песчаные; 5 — глинистые; 6 — устричные; 7 — доломиты; 8 — мергели; 9 — мергели с желваками фосфорита; 10 — мергели опоконидные (кремнистые) и известняки; 11 — глины монтмориллонитовые; 12 — глины известковистые; 13 — глины песчано-алевритистые и гидрослюдистые; 14 — алевриты; 15 — песчаники кварцевые; 16 — песчаники фосфат-кварцевые; 17 — конгломераты; на врезке показано местоположение и номер разреза

фиг. 3, II). Сменяющие этот слой породы представлены мергелями, глинистыми и опоковидными известняками, пластами фосфоритов. Общая мощность пластов 0,6—2,6 м с содержанием P_2O_5 6—26%. Завершают разрез туркестанские глины мощностью 10—50 м.

Таджикско-Ферганский бассейн расположен в эпиплатформенной складчатой области Тянь-Шаня. Среди основных ее структур выделяются Ферганская и Афгано-Таджикская внутриорогенные впадины с мощными мезозойско-кайнозойскими карбонатно-терригенными отложениями, смятыми в многочисленные антиклинальные и синклиналильные складки. Разделяющая внутриорогенные впадины Южно-Тянь-Шаньская глыбово-складчатая система сложена преимущественно палеозойскими породами.

В Ферганской впадине известны Исфаринское и Конизакское фосфоритовые месторождения. На первом выявлен фосфоритный пласт мощностью 0,2—1 м с содержанием P_2O_5 до 12%, залегающий среди пачки мергелей; на втором отмечается от трех до пяти фосфоритных пластов общей мощностью от 1 до 10 м с содержанием P_2O_5 5,1—12% (см. фиг. 3, III, IV).

Большинство фосфоритовых месторождений: Зиддинское, Хочильорское, Каратагское, Гуруфатьминское, Гулиобское, Риватское и Досманогинское приурочены к верхнеалайским слоям Афгано-Таджикской впадины, ее горным обрамлениям Южного Узбекистана и Таджикистана (см. фиг. 3, V—IX). Разрезы верхнеалайских фосфоритоносных отложений мощностью от 20 до 108 м представлены главным образом глинами, алевролитами. Глины карбонатные, песчано-алевритистые, монтмориллонитовые и гидрослюдистые. Среди алевролитоглинистых пачек находятся слои глинистых и устричных известняков, мергелей, доломитов, полевошпато-кварцевых фосфатных песчаников и фосфоритов. Последние слагают пласты мощностью 0,2—0,8 м с содержанием P_2O_5 3,6—24%, чаще не более 13%. Фосфоритоносный горизонт перекрывается глинами и алевролитами туркестанских слоев верхнего эоцена.

Изложенный материал свидетельствует о разнообразии геологического строения африкано-аравийских и среднеазиатских фосфоритоносных бассейнов, отражающемся в закономерностях размещения фосфоритовых месторождений.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗЕРНИСТЫХ ФОСФОРИТОВ

Размещение месторождений контролируется стратиграфическими, литологическими, тектоническими и палеогеографическими закономерностями.

Стратиграфические закономерности выражаются в приуроченности фосфоритов к определенным возрастным уровням — фосфоритоносным горизонтам. В пределах Аравийско-Африканской и Среднеазиатской провинций месторождения зернистых фосфоритов приурочены к верхнему кампану, маастрихту, нижнему и верхнему палеоцену и среднему эоцену (Крашенинников и др., 1964; Михайлов и др., 1972; Макарова, Цацир, 1972; Flicoteaux, 1975; Војко, 1976). Массовое фосфатонакопление на огромной территории, измеряемой сотнями тысяч квадратных километров, допускает установление верхнесенон-палеогеновой эпохи фосфоритообразования. Длительность ее около 30 млн. лет. Судя по стратиграфическому ограничению мощных фосфоритных пластов месторождений Абу-Тартур и Восточное в кровле верхнего кампана, Эль-Хаса и Бенгерир — в низах маастрихта, Бу-Краа и Юссуфия — в основании нижнего палеоцена, Хурибга, Акашат и Хбари — в подошве и кровле нижнего эоцена, Таиба, Хахоте-Кпогаме и Джеройского — в основании и верхах среднего эоцена, длительность фаз максимального фосфато-

накопления была незначительной. По определениям М. Купера (Cooper, 1977), длительность подобных фаз могла меняться от 1 до 3 млн. лет в связи с эвстатическими колебаниями среднего уровня океана. В связи с неточностью определения времени начала и конца образования фосфоритовых слоев эти определения нуждаются в пересмотре.

В Того-Нигерийском и Сенегальском бассейнах Западной Африки месторождения Таиба и Хахоте-Кпогаме имеют среднеэоценовый возраст. К этому возрасту относятся мелкие месторождения и проявления Мали и Мавритании (Соколов, 1974). В Северной Африке, начиная с Западной Сахары, возраст месторождений меняется от маастрихта и палеоцена до верхов нижнего эоцена главным образом в Марокканском бассейне. В Египетском и Восточно-Средиземноморском бассейнах прослеживается верхнекампан-нижнемаастрихтский интервал фосфоритонности. Отмечаемый в последнем бассейне более молодой нижнеэоценовый стратиграфический уровень фосфоритонности сходен с одновозрастным интервалом Алжиро-Тунисского и Марокканского бассейнов. В Средней Азии развит только среднеэоценовый фосфоритонный уровень (алайские слои) Кызылкумского и Таджикско-Ферганского бассейнов.

Разные стратиграфические уровни фосфоритонности различаются масштабами фосфоритообразования. Так, для верхнего кампана и маастрихта общие запасы фосфоритов составляют около 18 млрд. т, палеоцена и нижнего эоцена — не менее 39 млрд. т и среднего эоцена — до 3 млрд. т (Дегтярев и др., 1972; Покрышкин и др., 1976; Ибадуллаев и др., 1977). Следовательно, интенсивность фосфоритообразования возрастала от кампанского века до окончания ипрского, далее резко снизилась в среднем эоцене. Начало, продолжительность и завершение фосфатонакопления в бассейнах шло не всегда строго синхронно в латеральном направлении, что не вполне согласуется с выводами М. Купера о связи фосфоритов с эвстатическими колебаниями.

Литологические закономерности выражаются в парагенетических ассоциациях зернистых фосфоритов с известняками, мергелями, доломитами, глинами, кремнистыми породами, реже кварцевыми песчаниками и алевритами. Все эти породы относятся к морским образованиям, но детали их литологии во многом неясны. Они слагают фосфоритонную формацию верхнего сенона-палеогена. Ее состав и строение лучше изучены в пределах крупных месторождений.

Структура зернистых фосфоритов Аравийско-Африканской провинции неравномерно-зернистая. Размеры фосфатных зерен варьируют от 0,1 до 5 мм, чаще от 0,12 до 0,5 мм. Цементирующая масса пелитоморфная карбонатная, глинисто-карбонатная, кремнисто-карбонатная, кремнистая. Количество зернистого материала, представленного округлыми фосфатными зёрнами, меньше оолитами, составляет 50—90% объема фосфоритной руды. Постоянно в фосфоритах наблюдается примесь (5—25%) фосфатных зубов и костных обломков рыб и рептилий, фосфатизированных раковин моллюсков, фораминифер и других морских организмов. На ряде месторождений, главным образом в Египетском бассейне (Абу-Хад, Эль-Махамид, Абу-Тундуб, Васиф и др.), отдельные пласты фосфоритов сложены мелкогравелитовыми разностями, несущими следы внутриформационных перерывов. Состав цементирующей массы фосфоритов разных петрографических разновидностей имеет значительное сходство с составом вмещающих пород. Фосфатное вещество фосфоритов относится к сульфатсодержащему фторкарбонатапатиту: P_2O_5 33,5—37,5%; CaO 52,8—53,3%; CO_2 2,8—5,4%; F 3,9—4,5%; SO_3 0,8—1,5%; $Nm=1,610$, параметры элементарной ячейки: $a_0=9,32 \text{ \AA}$, $c_0=6,88 \text{ \AA}$ (Покрышкин и др., 1976).

Среднеазиатские фосфориты представлены двумя разностями (Ильшенко, 1967; Ибадуллаев, 1968; Олейник, 1971; Жураев, 1975; Джано-

Химический состав африкано-аравийских и среднеазиатских фосфоритов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
P ₂ O ₅	32,3	30,0	25,0	25,3	30,1	24,5	22,0	20,1	20,4
CaO	50,0	50,0	44,1	46,5	49,0	48,6	51,8	32,0	15,2
MgO	0,8	0,8	1,4	2,7	0,5	1,5	0,6	1,7	0,8
Fe ₂ O ₃	0,7	0,2	0,8	2,5	0,2	0,7	0,3	2,2	2,3
Al ₂ O ₃	0,2	0,3	0,7	1,1	0,2	1,0	0,4	7,2	4,9
SiO ₂	2,1	1,4	4,0	4,3	1,5	5,1	1,8	10,1	24,9
K ₂ O	0,1	0,1	—	0,04	—	—	0,4	0,7	1,0
Na ₂ O	0,2	0,3	—	0,5	—	1,2	0,5	0,9	0,3
CO ₂	5,0	7,5	7,2	4,2	5,7	3,4	16,3	10,5	2,1
SO ₃	1,7	1,3	1,6	1,3	1,2	1,4	1,5	2,5	2,4
F	3,7	2,8	2,5	2,6	3,5	3,5	3,2	2,4	2,3
Cl	0,1	0,1	0,04	0,02	0,01	0,02	0,1	0,1	—
C _{орг}	0,3	0,2	0,7	0,1	0,1	0,2	0,4	0,49	—
H.о.	3,6	2,3	7,5	4,6	2,5	6,3	2,8	—	25,2

Примечание. Месторождения: 1 — Хурибга; 2 — Бу-Краа; 3 — Джебель-Онк; 4 — Абу-Тартур; 5 — Эль-Хаса; 6 — Восточное; 7 — Акашат; 8 — Джеройское; 9 — Риватское. Н. о. — нерастворимый остаток.

билов, 1975). Первая распространена в Кызылкумском бассейне и отличается существенно фораминиферовым составом. Первично-кальцитовые раковины фораминифер, составлявшие до 70% массы фосфорита, обычно полностью замещены фторкарбонататитом. Вторая разновидность, свойственная месторождениям Таджикско-Ферганского бассейна, характеризуется значительной песчаностью и явными признаками переотложения. Фосфориты сложены фосфатными зернами (30—50%), фосфатизированными биогенными остатками (20—40%) и часто обильной (до 60%) примесью песчаных и алевритовых зерен кварца. Наиболее высоким содержанием зернистого фосфатного материала характеризуются известковистые породы песчано-глинистого ряда.

Заметны различия химического состава более качественных африкано-аравийских и низкосортных среднеазиатских фосфоритов (таблица).

Формационные парагенезы свидетельствуют о том, что месторождения тяготеют в основном к двум их типам: кремнисто-глинисто-карбонатному и карбонатно-глинистому. Исключение составляет кремнисто-глинистый парагенез пород месторождения Бу-Краа Западной Сахары, где пласты зернистых фосфоритов залегают на массивных халцедоновых кремнистых породах и перекрыты кремнистыми монтмориллонитовыми глинами. Локально развит и карбонатно-терригенный парагенез с преобладанием алевролитов, кварцевых песчаников и глин, выделяемый в Таджикско-Ферганском бассейне с маломощными пластами бедных песчаных фосфоритов.

В кремнисто-глинисто-карбонатном типе отложений, характерном для Марокканского, Алжиро-Тунисского и Восточно-Средиземноморского бассейнов, фосфоритные пласты залегают среди слоев известняков, мергелей, доломитов, кремней и глин (монтмориллонитового и реже палыгорскитового состава). Сходный парагенез отмечается в восточной части Египетского бассейна, главным образом на месторождениях западного побережья Красного моря. Некоторое литологическое сходство с выделенным типом имеет фосфоритоносный горизонт среднего эоцена Кызылкумского бассейна. Фосфоритовые месторождения Сирии (Покрышкин, 1971), Египта (Юдин, 1977) и Марокко (Воуко, 1976) содержат много доломита в виде линз, прослоев и цемента в фосфоритах, а также в форме слоев среди вмещающих пород. Доломиты особенно характерны для месторождений Восточное, Абу-Тартур и Бенгерир.

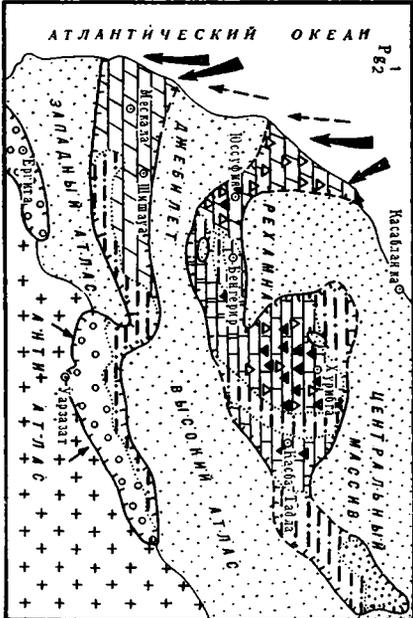
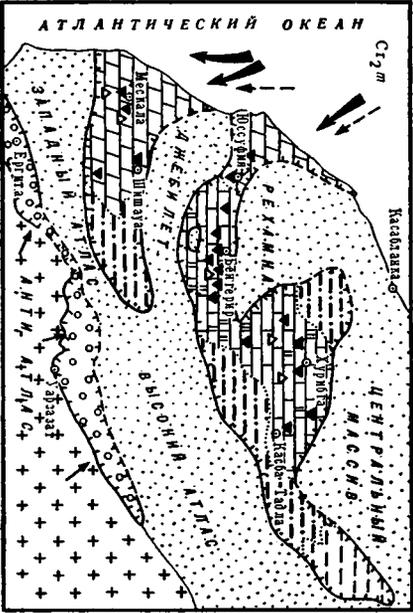
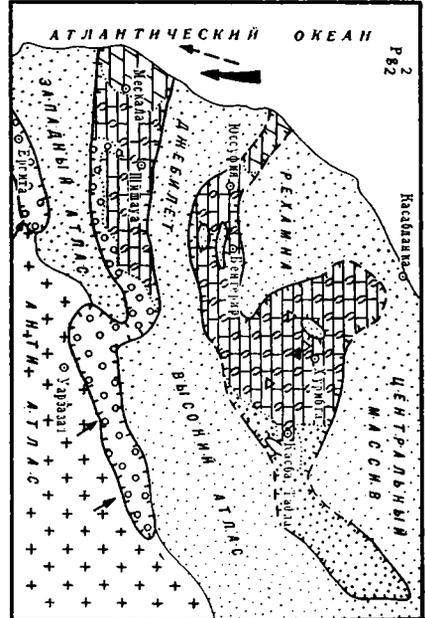
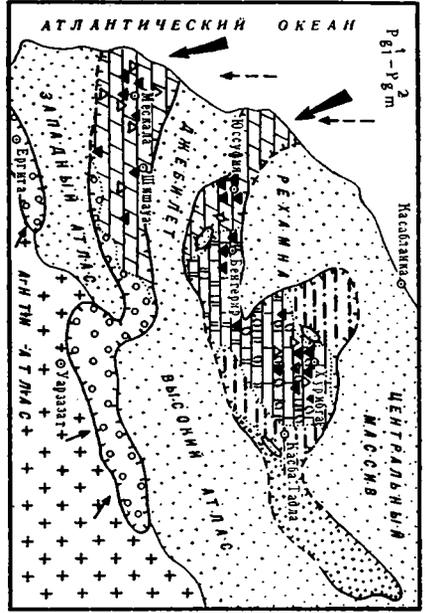
А. И. Смирнов (1972) выражает сомнение в широком распространении первично-осадочных кремнистых пород в фосфоритоносных отложениях Аравийско-Африканской провинции. В действительности первично-осадочные кремнистые породы часто встречаются на разных стратиграфических уровнях, особенно в верхнем кампане, нижнем палеоцене и нижнем эоцене (см. фиг. 2 и 3). Кремни слагают межрудные слои и пачки в тесной парагенетической ассоциации с зернистыми фосфоритами на месторождениях Кнейфис, Орон, Эль-Хаса, Русейфа, Акашат, Хбари, Тханиет, Мардин, Абу-Тундуб, Гафса, Хурибга, Бенгерир, Мескала и Бу-Краа. Линзы и конкреции кремнистых пород имеются и в фосфоритоносном горизонте Джетымтауского месторождения Центральных Кызылкумов. Имеющие распространение вторичные кремнистые образования в зоне гипергенеза слагают обычно неправильные по форме и невыдержанные по простиранию пятнистые выделения.

Следовательно, парагенетическая связь зернистых фосфоритов с доломитами и кремнистыми породами имеет региональное распространение и присуща верхнеэоценно-палеогеновой фосфоритоносной формации. Такая же связь особенно характерна и для микрoзернистых фосфоритов рифея и палеозоя.

Карбонатно-глинистый тип отложений менее распространен, но типичен для месторождения Абу-Тартур в Египте. Здесь промышленный пласт зернистых фосфоритов залегает на пестроцветных монтмориллонитовых глинах и перекрывается пачкой фосфатных глинисто-карбонатных пород с прослоями глауконитовых песчаников и фосфоритов. В Западной Африке на месторождениях фосфоритов Того-Нигерийского и Сенегальского бассейнов выдерживается парагенез зернистых фосфоритов с аттапульгитовыми магнезиальными глинами, которые обычно подстилают фосфоритные пласты. Подобный парагенез пород отмечается и в других бассейнах Западной Африки (Соколов, 1974). Такое широкое развитие аттапульгитовых глин в разрезах фосфоритоносных горизонтов объясняется интенсивным синхронным формированием латеритных кор выветривания на эоценовых поверхностях выравнивания западной части Африканского континента, служивших источником магнезиального глинистого материала (Акаемов и др., 1975).

По Н. С. Шатскому (1955), фосфоритовые месторождения Аравийско-Африканской провинции и Средней Азии связаны с формациями терригенно-карбонатной группы. По нашим данным, эту группу формаций правильнее называть фосфоритоносной кремнисто-терригенно-карбонатной формацией. В вертикальном ряду осадочных формаций мела и палеогена Африкано-Аравийской платформы и эпипалеозойских платформенных областей фосфоритоносная формация залегает выше терригенной (Египетский бассейн, юра — мел) или карбонатной (Восточно-Средиземноморский бассейн и др., сенонан — турон) в зависимости от ее латерального положения. Фосфоритоносная формация сменяется существенно терригенной формацией олигоцен — неогенового возраста. Наиболее распространенными внутрiformационными парагенезами фосфоритоносной формации являются кремнисто-глинисто-карбонатный и карбонатно-глинистый.

Тектонические закономерности. В фосфоритоносных бассейнах выделяются синклинали, антиклинальные и реже моноклинали структуры с месторождениями зернистых фосфоритов. Такая структурная морфология фосфоритоносных отложений верхнего сенона и палеогена отражает в основном результат тектонической активизации орогенного этапа альпийского цикла олигоцен-четвертичного времени. В свою очередь позднемеловой — раннепалеогеновый относительно спокойный тектонический режим развития обусловил заложение и формирование седиментационных бассейнов рассматриваемых провинций. Последняя важная тектоническая закономерность локализации бассейнов и место-



рождений заключается в их преобладающей приуроченности к крупным депрессионным структурам и смежным с ними крыльям поднятий. Например, Того-Нигерийский, Сенегальский и Западно-Сахарский фосфоритоносные бассейны эоцена формировались и сохранились во впадинах (синеклизах) Атлантической зоны периокеанических погружений континентальной окраины Африки, открытых в Атлантический океан и ограниченных со стороны континента Регибатским, Леоно-Либерийским и Дагомейско-Нигерским массивами. С этим типом структур сходны синеклизы Марокканской Месеты с фосфоритовыми месторождениями Марокко, открытые в Атлантический океан и разделенные палеозойскими массивами Атласид (фиг. 4).

В крупном прогибе — Тунисском Атласе восточной части Атласид формировались главнейшие фосфоритовые месторождения палеогена Алжиро-Тунисского бассейна. Египетский бассейн с верхнекампанскими — маастрихтскими фосфоритами образовался в Нильской синеклизе Сахарской плиты и на склонах Аравийско-Нубийского массива. В близких палеотектонических условиях Аравийской плиты шло фосфоритообразование Восточно-Средиземноморского бассейна.

Все главные отрицательные фосфоритоносные структуры Алжиро-Тунисского, Египетского и Восточно-Средиземноморского бассейнов сохранили литофациальные черты раскрытия в сторону Средиземного моря, одного из реликтов древнего океана Тетис (Sylvester-Bradley, 1968).

В Кызылкумском бассейне фосфоритоносные отложения среднего эоцена отлагались в зоне сочленения Сырдарьинской синеклизы и Кызылкумского свода (антеклизы) Туранской плиты. Фосфоритовые месторождения среднего эоцена Таджикско-Ферганского бассейна тяготеют к краевым зонам Ферганской и Афгано-Таджикской внутриорогенных впадин, сочленяющихся с выступами герцинского основания эпипалеозойской платформы. Иначе, фосфориты отлагались на склонах Туранской плиты и фергано-таджикских поднятий.

Анализ мощностей фосфоритоносных отложений верхнего сенона и палеогена африкано-аравийских и среднеазиатских бассейнов показал, что их мощность меняется от 30 до 500 м. Наибольшая мощность отложений характерна для Атлантической зоны периокеанических погружений, внутриплатформенных прогибов Алжиро-Тунисского и Восточно-Средиземноморского бассейнов, эпиплатформенной складчатой области Тянь-Шаня в Таджикско-Ферганском бассейне. При этом отмечается приуроченность промышленных фосфоритовых месторождений всех без исключения бассейнов к сокращенным по мощности (от 40 до 200 м) фосфоритоносным отложениям разных стратиграфических уровней.

Небольшая мощность фосфоритоносных горизонтов имеет региональное распространение, отражая тем самым спокойный тектонический ре-

Фиг. 4. Палеогеографическая схема Марокканского фосфоритоносного бассейна (составлена с использованием материалов Voujo, 1976)

1 — область низких и высоких гор, подвергавшихся интенсивному размытию; 2 — область предполагаемой низменной суши; 3 — контуры депрессионных погружений (морских заливов Атлантического океана); 4 — прибрежная зона с накоплением существенно грубообломочных осадков; 5 — прибрежно-морская зона с накоплением глинисто-алеврито-песчаных осадков; 6 — прибрежная зона с накоплением глинистых битуминозных осадков; 7 — мелководно-морская зона с песчано-глинистыми осадками; 8 — мелководно-морская зона с преимущественным накоплением карбонатных отложений в ассоциации с кремнистыми, фосфатными, глинистыми осадками; 9 — умеренно глубоководная зона глинисто-карбонатных отложений с фосфатными и кремнистыми осадками; 10 — участки концентрации фосфоритов; 11 — повышенное доломитонакопление; 12 — повышенное кремнеосаждение; 13 — устричные банки; 14 — направление сноса терригенного материала; 15 — направление восходящих глубинных течений; 16 — направление ветров; 17 — границы фаций

жим развития конседиментационных структур времени массового фосфатонакопления. Такие благоприятные конседиментационные структуры сохранили свою первичную, в основном синклинальную, морфологию на тектонически слабо нарушенных месторождениях: Хурибга, Юсуфия, Бу-Краа, Таиба, Абу-Тартур, Акашат, Хбари, Эль-Хаса и Джеройском. Площадь этих структур, осложняющих крылья синеклиз, составляет от 50 до 100 км². Меньшей площадью (5—15 км²) характеризуются конседиментационные структуры подобного типа на месторождениях Джеббель-Онк, Кнейфис, Восточное, Орон и др., формировавшихся в пределах тектонически более мобильных внутриплатформенных прогибов. Следовательно, разный тектонический тип крупных структур обуславливал и разную площадную ограниченность фосфатонакопления.

Палеогеографические закономерности указывают на зависимость образования месторождений зернистых фосфоритов от физико-географических условий во время фосфатонакопления.

Различное возрастное положение месторождений зернистых фосфоритов, обычно приуроченных к основанию трансгрессивных серий, свидетельствует о разновременном наступлении благоприятных палеогеографических условий для крупного фосфатонакопления. При этом перемещение фациальной обстановки и омоложение литологически однотипных фосфоритоносных горизонтов происходило под влиянием продолжавшегося замыкания океана Тетис и интенсивного образования Атлантического океана в процессе раздвижения мегаконтинента Гондваны (Зоненшайн, Городецкий, 1977).

Судя по распространению фосфоритовых месторождений на пространстве Аравийско-Африканской и Среднеазиатской провинций, образование их явилось закономерным седиментационным процессом на океанических шельфах аридных зон преимущественно тропического пояса (Sheldon, 1964₂; Михайлов и др., 1972). Одним из океанологических факторов в этом процессе, вероятно, были прибрежные палеоапвеллинги, связанные с трансгрессиями на окраинах платформенных областей. Важным регулятором в распределении фосфатоносных осадков зон палеоапвеллингов служили постепенно погружавшиеся на шельфах окраинные седиментационные впадины, являвшиеся своеобразными морскими заливами (см. фиг. 4). По этим впадинам, открытым в океанические бассейны, восходящие глубинные течения проникали на сотни километров в платформенные области.

Позднесенонская трансгрессия характеризуется мощной седиментацией зернистых фосфатных осадков в Египетском и Восточно-Средиземноморском бассейнах на обширном более открытом шельфе Тетиса и в Марокканском — на сравнительно узком островном шельфе Атлантического океана. Значительно слабее проявилось фосфатонакопление в Средней Азии, о чем свидетельствуют мелкие месторождения желваковых фосфоритов низовьев р. Амударьи (Ильяшенко, 1967).

Морские условия осадкообразования значительно сократились в датское время вследствие регрессии моря, сопровождавшейся лагунными фациями с накоплением эвапоритовых отложений, например в Алжиро-Тунисском бассейне (Nicolini, 1967). В палеоцен-нижнеэоценовое время северо-восточный склон Африкано-Аравийской платформы испытывал повсеместное погружение и расширение трансгрессии палеогенового моря со стороны Тетиса. Стабильный шельф примыкал к Аравийско-Нубийскому щиту, где происходило крупное накопление фосфатных осадков, за счет которого сформировались месторождения Акашат, Хбари и другие в юго-восточной части Восточно-Средиземноморского бассейна. Преобладанием лагунных фаций характеризовался в палеоцене и нижнем эоцене шельф океана Тетис вдоль окраины Туранской плиты с осаджением гипсоносных глинистых осадков. В Атласидах формировались полузамкнутые заливообразные и медленно расширявшиеся мор-

ские мелководные бассейны. В Марокканском бассейне, открытом в сторону Атлантического океана и ограниченном на востоке невысокими герцинскими массивами, шло накопление карбонатных, кремнистых, глинистых и фосфатных осадков, на месте которых сформировались крупные месторождения зернистых фосфоритов (см. фиг. 4).

В северных частях Алжиро-Тунисского бассейна, примыкавших к глубинным зонам океана Тетис, интенсивно накапливались глинисто-карбонатные и, слабее, фосфатные осадки. На юге бассейна, в районе Гафса, в полузамкнутом заливообразном участке моря, ограниченном с севера островами, а вдоль южной границы — лагунной фацией с гипсами, формировались известняки, зернистые фосфориты, устричные банки, доломиты, глины, меньше — кремнистые осадки (Фролов, 1969). Как отмечает А. Бужо (Boujo, 1976), гипсы отлагались вдоль юго-западной границы бассейна, тогда как фосфориты и другие осадки накапливались в его центральной части (более островной), связанной с Тетисом.

В палеоцене на западном побережье Африки в зоне периокеанических погружений проявилась трансгрессия Атлантического океана наиболее интенсивно в Западно-Сахарском бассейне с формированием массивных кремней, кремнистых глин и мощных пластов зернистых фосфоритов месторождения Бу-Краа. В среднеэоценовый этап отмечается резкое сокращение морских бассейнов, особенно вдоль Северной Африки, сопровождавшееся ростом устричных банок, образованием нуммулитовых известняков. В этот этап наиболее значительное осаждение фосфатных осадков в ассоциации с магнезиальными глинами происходило в Сенегальском и Того-Нигерийском заливообразных трансгрессировавших мелководных бассейнах экваториальной аридной зоны, связанных с Атлантическим океаном. Другой обширной областью фосфатонакопления служили в среднем эоцене Кызылкумский и Таджикско-Ферганский бассейны на окраине Евразийского моря. Позднеэоценовый палеогеографический этап характеризуется региональной регрессией с доминирующим образованием песчано-глинистых осадков, а на отдельных участках некоторых бассейнов — водорослевых, нуммулитовых и глауконитовых известняков с примесью фосфоритных конкреций.

Выдержанность состава фосфоритных отложений большинства бассейнов свидетельствует о сходстве их палеогеографических и физико-химических условий во время фосфоритообразования на океанических шельфах Тетиса и Атлантики. Изменение состава фосфоритоносной формации по латерали в каждом бассейне указывает фациальную зональность — от относительно глубоководной фации до мелководной, часто лагунной. Фосфатоносная мелководная фация ограничивалась со стороны суши прибрежно-морской или лагунной зонами и обычно формировалась в центральных частях бассейнов, на удалении от берегов от первых километров до первых десятков километров. Мелководность фосфатных и других осадков этой фации и преобладание вод с нормальной соленостью и нормальным газовым режимом подчеркивается присутствием в составе фосфоритов и вмещающих породах толстостенных раковин устриц, многочисленных видов фораминифер, окатанных костных обломков рептилий, слоев кварцевых песчаников, переотложенных гравелитовых фосфоритов. Эти признаки мелководности свойственны почти всем морским фосфоритам (Бушинский, 1963) и отчетливо проявляются в зернистых фосфоритах Аравийско-Африканской провинции в Средней Азии.

Хорошая сортированность фосфатного зернистого материала, отмечаемая во многих промышленных пластах фосфоритов, свидетельствует об устойчивом и активном гидродинамическом режиме мелководно-морской фации. Неустойчивость гидродинамического режима, особенно свойственная Таджикско-Ферганскому бассейну, обусловила более пестрый гранулометрический состав фосфоритов, насыщенность их линза-

ми и прослоями глинистых и карбонатных пород, примесью обломочных зерен кварца, окатанным костным биогенным материалом. Активный гидродинамический режим способствовал концентрации фосфатных компонентов в понижениях морского дна в процессе многократных перемывов, представляющих собой конседиментационные депрессионные погружения.

ВЫВОДЫ

1. Месторождения зернистых фосфоритов Аравийско-Африканской провинции распространены на нескольких стратиграфических уровнях: от верхнего кампана до среднего эоцена, а в Среднеазиатской — выделяются среди алайских слоев среднего эоцена, свидетельствуя о развитии в истории Земли верхнесенон-палеогеновой эпохи фосфоритообразования.

2. Аравийско-африканские и среднеазиатские зернистые фосфориты приурочены к фосфоритоносной кремнисто-терригенно-карбонатной формации верхнего сенона — палеогена, в которой формациеобразующее значение имеют известняки, часто биогенные, мергели, доломиты, кремни и глины, существенно аттапульгитовые и монтмориллонитовые. Фосфоритоносная формация формировалась преимущественно в синеклизах окраинных платформенных областей. Ее небольшие мощности в разных бассейнах отражают платформенный режим осадконакопления древних и молодых платформенных областей.

3. Положение фосфоритоносной формации и связанных с ней многочисленных фосфоритовых месторождений в вертикальном формационном ряду осадочных формаций описанной территории говорит об их образовании в обстановке завершения трансгрессий океанических бассейнов Тетиса и Атлантики. Максимальная концентрация фосфатных и других ассоциирующих с ними морских осадков происходила в заливообразных шельфовых зонах этих океанических бассейнов.

4. При внешнем сходстве зернистых фосфоритов Африки, Аравии и Средней Азии последние отличаются более высоким содержанием биогенных фосфатных компонентов, обильной примесью глинисто-песчаного материала, меньшей карбонатностью и кремнистостью, что свидетельствует о неустойчивом режиме их накопления.

ЛИТЕРАТУРА

- Акаемов С. Т., Пастухова М. В., Теняков В. А., Ясаманов Н. А. Время и условия формирования бокситов латеритных покровов экваториальной зоны Земли.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., «Наука», 1975.
- Бушинский Г. И. О мелководности фосфоритовых отложений и их генезисе.— В сб.: Дельтовые и мелководные морские отложения. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Дегтярев В. А., Покрышкин В. И., Бойко Н. Н. Добыча и обогащение фосфоритов месторождений Северной Африки и Ближнего Востока.— Хим. промышленность, 1972, № 3.
- Джанобилов М. Д. Петрографическая характеристика фосфоритоносных пород месторождения Риват.— В сб.: Вопросы геологии Таджикистана. Тр. Тадж. гос. ун-та, 1975, № 4.
- Жураев Ш. Вещественный состав и пути освоения Тулиобского месторождения фосфоритов.— В сб.: Геология месторождений горно-хим. сырья Средней Азии. Тр. САИГИМС, Ташкент, 1975.
- Зоненшайн Л. П., Городецкий Л. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов, статья 2.— Геотектоника, 1977, № 3.
- Ибадуллаев С. И., Калинин В. И., Коннов Л. П., Кузовлев А. К., Соколов С. И., Фатхулаев Г. К проблеме создания минерально-сырьевой базы для производства фосфатных удобрений в Узбекистане.— Узб. геол. ж., 1977, № 4.
- Ибадуллаев Н. И. О новых типах фосфоритовых проявлений в палеогеновых отложениях Кызылкумов.— Узб. геол. ж., 1968, № 3.
- Ильяшенко В. Я. Фосфориты палеогеновых отложений Центральной части Средней Азии.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 6.
- Копаев В. А., Ильяшенко В. Я., Фатхулаев Г. О фосфоритоносности Средней Азии.— Тр. САИГИМС, вып. 8, 1969.

- Крашенинников В. А., Поникаров В. П., Развальяев А. В.** Геологическое развитие Сирии в палеогеновое время.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отдел геол., 1964, № 5.
- Макарова Р. К., Цацир Э. Ф.** Палеогеновая система.— В кн.: Геология СССР, т. XXIII, УзССР, кн. 1. М., «Недра», 1972.
- Михайлов И. А., Батурич Г. Н., Коченов А. В., Миртов Ю. В., Развальяев А. В.** Условия накопления фосфоритов в Нильской синеклизе и на шельфе Юго-Западной Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5.
- Олейник В. В.** Фосфориты алайских слоев (средний эоцен) Гиссаро-Туркестанской горной области.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 3.
- Покрышкин В. И.** Фосфоритовые месторождения Восточного Средиземноморья.— В сб.: Проблемы прогноз. поисков и разв. местор. горно-хим. сырья СССР. М., «Недра», 1971.
- Покрышкин В. И., Прокофьев С. С.** Геологические закономерности размещения фосфоритов Западной Африки.— Геол. и разведка, 1974, № 6.
- Покрышкин В. И., Зубкова И. М., Соловьева В. Б., Головаченко Е. Е.** Геолого-экономическая оценка ресурсов фосфоритов стран Ближнего и Среднего Востока.— В сборе: Экономика минер. сырья и геологоразвед. работ ВИЭМС, М., 1976.
- Смирнов А. И.** Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов.— Тр. Гос. ин-та горно-хим. сырья, вып. 14. М., «Недра», 1972.
- Соколов А. С.** Литология в проблеме расширения ресурсов фосфатного сырья.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
- Соколов А. С.** Седиментологические особенности фосфоритообразования, литогенетические типы и закономерности размещения фосфоритов.— В сб.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Докл. сов. геологов на IX Междунар. седиментолог. конгр. Новосибирск, «Наука», 1977.
- Фролов В. Т.** Палеогеографические условия накопления фосфоритов Алжиро-Тунисского бассейна.— Геол. и разведка, 1969, № 5.
- Хаин В. Е.** Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971.
- Шатский Н. С.** Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— Тр. совещ. по осад. породам., вып. 2, доклады. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Юдин Н. И.** Литологические особенности размещения фосфоритов.— В сб.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Доклады сов. геологов на IX Междунар. седиментолог. конгр. Новосибирск, «Наука», 1977.
- Voiso A.** Contribution a l'etude geologique du gisement de phosphate cretace-eocene des Ganntour.— Notes et mem. serv. geol., 1976, No. 262.
- Cooper M. R.** Eustasy during the cretaceous: its implication and importance.— Paleogeogr., Paleoclimatol., 1977, 22, No. 1.
- Descubrimiento.** Cubicacion y evaluacion del yacimiento de fosfato de Bu Craa. Resumen, Instit. Nacional de Industria, Madrid, 1967.
- Flicoteaux R.** Sur l'attribution a l'eocene moyen des couches calcaires et argillo-phosphates de Pallo.— Bull. Soc. geol. France, 1975, 17, No. 3.
- Kilinc M., Cotillon P.** Le gisement d'Hahotoe Krogame. Exemple de piege sedimentaire a sables phosphates.— Bull. Bur. rech. geol. et minieres, 1977, sec. II, No. 1.
- Nicolini P.** Remarques comparatives sur quelques elements sedimentologiques et paleogeographiques lies aux gisements de fer colithiques du Djebil Ank (Tunissie et de Lorraine France) — Mineralium deposita, 1967, No. 2.
- Pacal Z.** Jordansky fosfaty.— Geol. Pruzkum, 1971, 13, No. 3.
- Said R.** Decouverte d'un nouveau et important gisement de phosphate dans d'Abu Turtur desert occidental, Egypt.— Bull. rech. geol. et minieres (2), 1971.
- Sheldon R. P.** Exploration for phosphorite in Turkey — a case history.— Econ. Geol., 1964, v. 59, No. 6.
- Sheldon R. P.** Paleolatitudinal and Paleogeographic distribution of phosphorite.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1964, 501-c.
- Sylvester-Bradley P. S.** Tethys: the lost ocean. Sc. j., september, 1968.
- Wurzburger U. S.** A survey of phosphate deposits in Israel. ECAFE.— Mineral Resor. Developm., ser. U. N., 1968, No. 32.

Научно-исследовательская лаборатория
зарубежной геологии МГ СССР,
Москва
Всесоюзный научно-исследовательский
институт геологии нерудных
полезных ископаемых,
Казань
Среднеазиатская опытно-методическая партия,
Ташкент

Дата поступления
13.VI.1978

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 549.521.4.01 : 543(571.56—15+571.53)

**ГЕОЛОГИЯ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ГЕНЕЗИС
БОКСИТОВ И ГИББСИТ-АЛЛОФАНОВЫХ ПОРОД
ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ И ПРИБАЙКАЛЬЯ**

Г. Н. ЧЕРКАСОВ

В течение последних 10 лет в Западной Якутии и Прибайкалье установлено несколько проявлений белых бокситов и гиббсит-аллофановых пород, сходных по вещественному составу, морфологии рудных тел и, очевидно, генезису.

Бокситопоявление «Кюскюндэ» расположено на левом берегу р. Мархи (Западная Якутия) в 195 км выше устья. Здесь на базальтах среднего девона (аппалинская свита) установлена кора выветривания (Иванова, Масайтис, 1971) предположительно средне-позднетриасового возраста, приуроченная к зоне разлома и прослеженная вдоль берега реки на 300—350 м. Представлена она монтмориллонит-каолининовыми эпигенетически сидеритизированными структурными глинами голубовато-зелеными в верхней части профиля и пестроцветными (бело-желто-красно-коричневыми) в нижней его половине. Химический состав глин приводится в таблице (обр. 6024, 6038), а их термограммы на фиг. 1. Глины обогащены титаном и железом. Перекрываются они песчано-алевритовыми осадками нижней либо верхней юры, либо выходят на дневную поверхность.

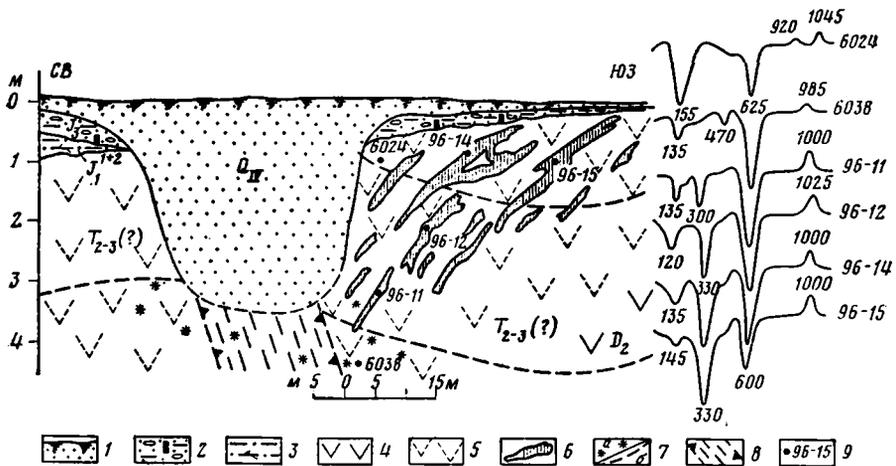
В 1972 г. в коре выветривания горными выработками вскрыты бокситы (Черкасов, Давыдов, 1975), а в процессе дальнейших работ выявлены условия локализации бокситовых тел и их форма. Распространяются они в глинах коры выветривания непосредственно от зоны разлома всего на 40—45 м, залегают в висячем боку разлома в виде серии субпараллельных слепых (не достигающих поверхности) жил мощностью 0,05—0,60 м, падающих под углом 15—30°.

Бокситы афанитовые белые, кремовые, в свежем состоянии мягкие, пластичные, но, полежав на воздухе, становятся очень твердыми, приобретают фарфоровидный облик и раковистый излом. Под микроскопом они слабодвупреломляющие или изотропные с мелкими гнездами кристаллического гиббсита. Включения глин коры выветривания и сидерита, попавшие в бокситы, никаких изменений не претерпевают. Термические, рентгено-структурные, химические (обр. 96—11, 12, 14, 15) и петрографические исследования показали, что бокситы и бокситовые породы сложены (в %) гиббситом 5,00—61,85; аллофаном 2,40—10,00; каолинитом и

Химический состав глин коры выветривания и глиноземистых пород и руд из рудопроявлений Западной Якутии и Прибайкалья, вес. %

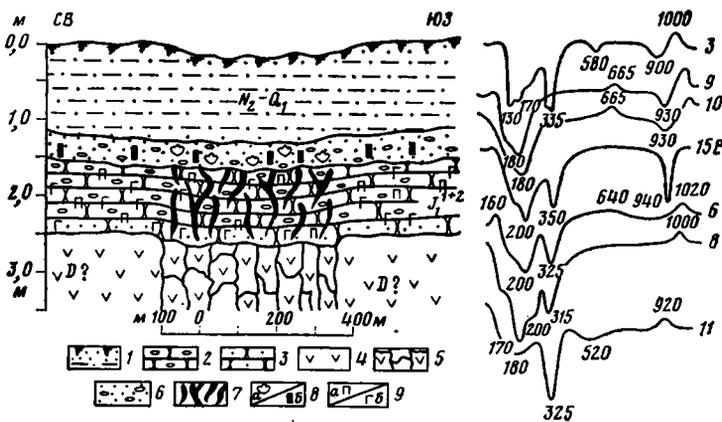
Компонент	Западная Якутия									Прибайкалье							
	«Кюсюндэ»						Чумпурукское			Большеголоустенское				Бирилейское (Колесников, Мазилов, 1974)			
	кора выветривания		бокситы и бокситовые породы				гипсбит-аллофановые породы			алюминиты		гипсбит-аллофановая порода и боксит		алюминиты		бокситы	
	6024	6038	96-11	96-12	96-14	96-15	6	8	11	10	15В	1	2	3	4	3	4
SiO ₂	32,81	39,31	29,17	28,04	22,04	16,75	28,09	17,24	32,15	9,59	3,20	24,05	9,62	6,96	0,85	6,80	3,49
Al ₂ O ₃	24,15	24,76	37,75	45,35	47,40	52,00	31,67	18,24	34,02	33,21	32,86	43,16	54,92	34,10	30,45	56,50	62,33
TiO ₂	6,03	3,40	0,07	0,20	0,59	0,31	0,18	0,58	0,18	0,03	0,13	0,24	0,30	0,84	—	0,06	0,04
Fe ₂ O ₃	6,10	7,76	2,29	1,10	1,32	1,70	—	—	—	—	—	0,73	1,76	—	—	0,30	0,47
FeO	10,40	5,90	1,81	0,94	3,42	1,60	—	—	—	—	—	0,07	0,14	—	—	0,14	0,14
Fe ₂ O ₃ ← общее	—	—	—	—	—	—	3,00	4,30	2,10	0,70	1,25	—	—	3,02	0,30	—	—
P ₂ O ₅	0,79	0,26	0,53	0,32	0,15	0,15	0,16	0,17	0,12	0,05	0,08	0,14	0,30	—	—	—	0,02
MnO	0,22	0,16	0,02	0,02	0,04	0,03	—	0,02	—	—	—	0,03	—	—	—	—	—
CaO	1,26	0,86	0,54	0,41	0,57	0,43	0,70	14,10	1,22	1,40	0,68	0,85	0,42	0,28	0,42	2,69	0,36
MgO	1,26	1,14	0,29	0,19	0,62	0,62	0,50	0,96	0,70	0,10	0,19	0,92	0,31	—	следы	0,74	0,33
Na ₂ O	0,01	0,09	0,12	0,05	—	—	0,34	0,41	1,07	0,05	0,16	0,01	0,10	0,01	0,01	0,05	0,12
K ₂ O	0,01	0,28	0,15	0,09	—	—	0,43	0,39	0,66	0,11	0,19	1,39	0,84	0,25	—	0,10	0,15
S ← валовая	—	—	—	0,01	0,04	0,07	—	—	—	—	—	—	0,10	0,36	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	3,08	17,25	0,88	12,68	19,12	—	—	16,53	22,85	0,30	1,36
S ← сульфидная	—	—	—	—	—	—	0,07	0,08	—	0,05	0,42	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	13,26	13,43	15,06	20,69	23,22	25,86	17,82	13,92	23,06	20,90	21,17	21,94	28,85	21,56	21,88	32,20	32,61
H ₂ O	3,72	2,65	2,78	2,14	0,83	0,75	14,09	12,63	4,28	21,15	20,60	6,75	3,32	17,51	23,35	—	—
Σ	100,02	100,00	100,18	99,56	100,24	100,27	100,10	99,92	100,34	100,02	99,89	100,38	100,24	100,32	100,11	100,88	100,06
Al ₂ O ₃ свободный	0,94	0,31	2,61	15,90	29,80	39,20	13,03	5,00	18,24	19,80	26,68	22,80	43,26	27,05	29,50	—	—
Al ₂ O ₃ :SiO ₂	0,73	0,63	0,95	1,62	2,15	3,10	1,08	1,05	1,05	3,46	10,27	1,80	5,70	4,90	35,80	8,30	18,00

Анализы выполнены в лаборатории СНИИГГиМС по стандартной методике, химик-аналитик М. И. Гольдман.



Фиг. 1. Геологический разрез проявления «Кюскюндэ» и термограммы глин коры выветривания (обр. 6024, 6038), бокситовых пород (обр. 96—11, 12) и бокситов (обр. 96—14, 15)

1 — почвы и четвертичные пески, 2 — верхнеюрские глинистые пески с гравием и гидроокислами железа, 3 — нижнеюрские алевролиты с растительными остатками, 4 — базальты аптаинской свиты среднего девона, 5 — доюрская кора выветривания по базальтам, 6 — бокситы и бокситовые породы, 7 — а) красноцветность, б) границы между покровами, 8 — зона разлома, 9 — место взятия пробы и ее номер



Фиг. 2. Геологический разрез Чумпурукского проявления и термограммы гиббсит-аллофановых пород (обр. 6, 8, 11) и стяжений алюминита (обр. 3, 9, 10, 15B)

1 — почвы и неоген-четвертичные пески и супеси, 2 — конгломераты и 3 — песчаники нижней юры, 4 — базальты девона (?), 5 — зона дробления в базальтах, 6 — горизонт сернокислотного разложения пород в зоне сезонного оттаивания мерзлоты, 7 — гиббсит-аллофановые прожилки, 8 — а) стяжения алюминита, б) гидроокислы железа, 9 — а) пиритизация, б) огипсование

галлуазитом 28,05—65,75; сидеритом 2,75—5,15; монтмориллонитом, шамотитом, гидрогетитом и пиритом. Наиболее высокое качество бокситы имеют в центре жил. Мощность зоны бокситизации 1,0—2,9 м. Так же как и в гиббсит-аллофановых проявлениях Алтае-Саянской области (Черкасов и др., 1976) в бокситовых жилах «Кюскюндэ» наблюдается зональность: бокситы располагаются в верхних частях жил, а бокситовые породы ниже по падению. Участок бокситоносной коры выветривания перекрыт позднеюрскими отложениями.

Если сравнить химические составы бокситов и вмещающих глин коры выветривания, то видно их резкое различие (см. таблицу): бокситы обеднены железом и титаном. Жильная форма бокситовых тел, отличие по внешнему виду и химическому составу от вмещающих глин коры выветривания, присутствие в бокситах остатков метастабильного «кайнозойского» (Щербина, 1972) минерала аллофана свидетельствуют о протранственной, а не генетической связи бокситов с корой выветривания и послемеловом их возрасте.

Чумпурукское проявление гиббсит-аллофановых пород вскрыто горными выработками нами в 1973 г. на правом берегу р. Мархи, в 330 км выше ее устья. Геологический разрез проявления представлен в основании покровами (50—70 м) миндалекаменных зеленочерных девонских (?) базальтов, содержащих вулканические бомбы до 15—20 см в поперечнике. Базальты перекрыты сильнопиритизированными полимиктовыми песчаниками и конгломератами укугутской свиты нижней юры, тонко пропыленными эпигенетическим гипсом. Разрез венчают неоген-четвертичные супеси и пески (фиг. 2). Проявление локализовано в зоне разлома шириной 450 м северо-восточного простирания. Базальты в ней интенсивно раздроблены, а перекрывающие их нижнеюрские отложения пронизаны массой секущих прожилков (0,01—0,02 м) белого, кремового и желтовато-зеленого цвета. Петрографические химические и термические (см. табл. обр. 8, 11) исследования показали, что прожилки состоят (в %) из аллофана (28,50—39,00), гиббсита (8,00—27,15) и кристифицируются шеточками эпигенетического гипса (до 30,00) с примесью алюминита (4,85—7,90) и терригенного материала песчаников и конгломератов (кварца, полевых шпатов, слюды и карбонатов — 32,60—37,40). Кровля конгломератов попадает в зону сезонного оттаивания мерзлоты и верхняя часть их насыщается проточной водой. Это приводит к окислению пирита и сернокислотному выветриванию верхов конгломератовой толщи. Образуется бурая глинистая дресва, в которой за счет преобразования гиббсита и аллофана из прожилков появляются белые вытянутые почковидные стяжения размером до 5 см по длинной оси, составляющие 20—30% от общей массы. Петрографические, термические (фиг. 2, обр. 2, 3, 9, 10, 15Б, В), рентгеноструктурные и химические (см. табл., обр. 10, 15В) их исследования показали, что стяжения сложены тонковолокнистыми слабо дупреломляющими агрегатами алюминита и базальминита (74,80—79,30%), включающими реликты гиббсита (5,80—7,95%), аллофана (6,85—10,60%) и терригенный материал (кварц, глинизированные полевые шпаты и слюды — 5,05—8,05%).

За пределами зоны разлома, несмотря на формирование горизонта сезонного оттаивания мерзлоты и сернокислотного преобразования верхней части толщи конгломератов, прожилки гиббсит-аллофанового состава и стяжения алюминита отсутствуют. Вероятно, связь гиббсит-аллофановой минерализации с зоной разлома не случайна, а имеет генетическую подоплеку.

Большоголоустенское проявление бокситов установлено Ю. Г. Поповым в 1972 г. на юго-западном берегу оз. Байкал, в 5 км к югу от устья р. Голоустной и изучалось В. К. Масловым (1974) и Ж. В. Домбровской и др. (1976). Здесь в береговом обрыве на контакте доломитовых известняков верхней подсвиты голоустенской (PR_3gl_3) и сланцев с прослоем анкеритовых доломитов, вблизи подошвы нижней подсвиты улунтуйской (PR_3ul_1) свит, вскрывается зона пород мощностью 4,0—11,0 м, содержащая бокситы и аллиты гиббсит-аллофанового состава (фиг. 3). В основании зоны в виде пласта (0,3—0,6 м) залегают аллиты, представляющие собой продукт замещения пачки доломитовых известняков верхнеголоустенской подсвиты глиноземистым материалом. Нижняя граница пласта неровная, но несмотря на это, при внимательном наблюдении можно заметить, что структуры доломитового известняка переходят в аллиты

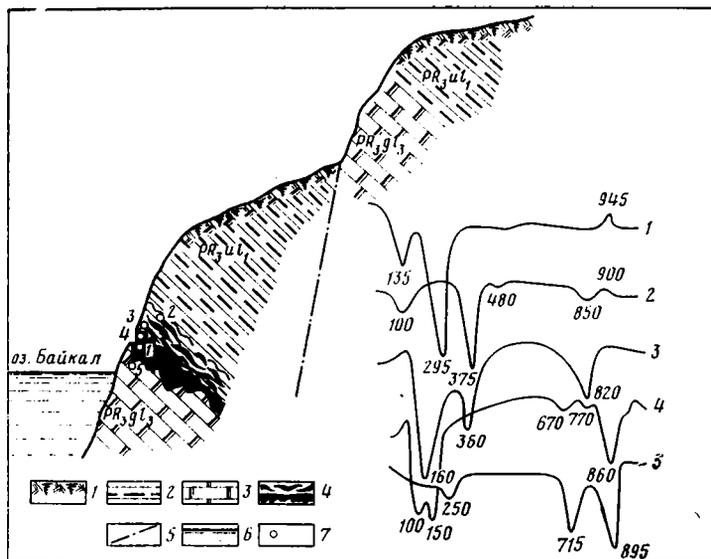


Рис. 3. Геологический разрез Большоголуустенского проявления (вне масштаба) и термограммы боксита (обр. 2), гиббсит-аллофановой породы (обр. 1), алюминитов (обр. 3, 4) и доломитового известняка (обр. 5)
 1 — почвы, 2 — сланцы нижнеулунтуйской подсвиты, 3 — доломитовые известняки верхнеголуустенской подсвиты, 4 — зона бокситизации, 5 — разломы, 6 — вода, 7 — место взятия образца и его номер

без нарушения их ориентировки. По данным В. К. Маслова (1974), в пласте встречаются и бокситы с кремневым модулем до 5,3. Ниже пласта в карбонатных породах изредка отмечаются секущие трещинки мощностью до нескольких миллиметров, заполненные также глиноземистым материалом. Цвет новообразованных пород белый и серый. Они слабоцементированы и содержат, как и подстилающие карбонаты, обломки кварца и единичных полевых шпатов. Химический, термический (см. табл. и фиг. 3, обр. 1), рентгеноструктурный анализы и петрографические исследования показали, что аллиты сложены (в %) гиббситом — 36,15, аллофаном — 31,80, гидрослюдой — 18,15, кварцем и опалом — 7,50, монтмориллонитом — 4,50, пиритом, гидроокислами железа, лейкоксеном — 0,55, гипсом — 0,35. Кремневый модуль 1,80.

Верхняя часть зоны представляет собой ослабленную по плоскости сланцеватости пачку пород. Трещины и пустоты в них заполнены субпараллельными и секущими прожилками, мелкими гнездами и желваками, составляющими 25—35% общей массы, выполненными белыми, матовыми очень крепкими, с раковистым изломом, афанитовыми бокситами слабо дупреломляющими или изотропными под микроскопом. Включение щебенки сланцев в бокситах не претерпели никаких изменений. Химический, термический (см. таблицу и фиг. 3, обр. 2), рентгеноструктурный анализы и петрографические исследования дали следующий состав бокситов (в %): гиббсит — 62,15; аллофан — 21,25; бемит — 2,25; гидрослюда — 9,10; монтмориллонит — 3,00; гипс — 1,25; лейкоксен, пирит и гидроокислы железа — 1,00. Кремневый модуль бокситов 5,7. Мощность прожилков до 0,1 м.

Улунтуйские сланцы слабо пиритизированы. Под воздействием поверхностных вод пирит постепенно окисляется, и сланцы вокруг кристалликов осветляются за счет выноса из них закисного железа, обуславливающего зелено-черную окраску, и отложения его в виде железистых охр по трещинам.

Вблизи контакта с прожилками бокситов сланцы содержат больше пирита. Поэтому окисление его приводит к образованию по сланцам железистых охр. Породы в обнажении становятся бурыми и рыхлыми, а бокситы в прожилках полностью или частично переходят в алюминиты (см. таблицу и фиг. 3, обр. 3, 4) следующего состава (в %): алюминит, металюминит 51,75—97,05, гиббсит 1,10—25,70, аллофан до 4,0, прочие примеси (каолинит, монтмориллонит, мелантерит, гипс, кварц и опал) до 17,5. На участках, где пирита мало, бокситы в прожилках сохраняются практически полностью. Отобранные из верхней части зоны образцы 2, 3, 4 дают представление о химическом составе свежих бокситов из прожилков, частично алюминитизированных и полностью преобразованных в алюминит под воздействием серной кислоты, образующейся при окислении пирита.

В тектоническом отношении бокситопроявление приурочено к сбросу, синхронному по времени образования оз. Байкал. Бокситы и аллиты локализованы в висячем боку сброса. В лежащем боку, на контакте карбонатов верхней голоустенской и нижней улунтуйской подсвит, вскрываемся в привершинной части берегового хребта (см. фиг. 3), несмотря на присутствие окисляющегося пирита в сланцах и прослоя анкеритовых доломитов вблизи их основания, одновозрастных по мнению В. К. Маслова (1976) с бокситами, последние, как и алюминит, отсутствуют. Вероятно, для образования алюминита недостаточно просто сернокислотного выветривания сланцев, как следует из работы Ж. В. Домбровской и др. (1976), и нельзя, по-видимому, относить аллиты и бокситы по возрасту к позднему протерозою, как это делает В. К. Маслов (1976), поскольку в них повсеместно присутствует не отмеченный им первичный метастабильный «кайнозойский» минерал аллофан. На наш взгляд, ослабленная зона на контакте двух литологически различных толщ, образовавшаяся в результате сброса, оказалась просто благоприятным местом для разгрузки глиноземистых растворов значительно позднее формирования пород байкальской серии.

Аналогичны по внешнему виду и химическому составу (см. табл.) бокситы Бирилейского проявления в Прибайкалье, установленного В. Л. Колесниковым в 1967 г. в верхнем течении р. Шоны, левого притока р. Лены (Колесников, Мазилев, 1974). Сложены бокситы (в %) гиббситом (76,25—85,65), аллофаном (2,40—12,10), каолинитом (1,65—12,00); из примесей (1,70—10,00) присутствуют аутигенные: алюминит, сидерит, пирит и марказит; терригенные: турмалин, циркон, рутил, кварц и роговая обманка. Спектральные анализы показывают, что бокситы обогащены литием (до 0,02%) и кобальтом (до 0,04%).

В отличие от первых трех бокситы Бирилейского проявления образуют пласт мощностью 0,6 м, сформировавшийся на континентальной поверхности, сложенной доломитами литвинцевской свиты нижнего — среднего кембрия и перекрыты красно-бурими каолинистыми глинами палеогенового (?) возраста.

Бокситы и гиббсит-аллофановые породы рассмотренных проявлений сходны по внешнему виду, минеральному составу, обеднены железом и титаном. Рудные тела имеют форму слепых жил, не достигавших эрозивной палеоповерхности в период их образования и скрытых под более поздними осадками в настоящее время (Кюсюндэ), секущих прожилков (Чумпурук), прожилков и пласта, образованного замещением глиноземистыми растворами доломитовых известняков (Большоголустенское), либо пласта (Бирилейское). Причем размещение проявлений, за исключением Бирилейского, контролируется зонами разломов. Во всех случаях бокситы и аллиты формировались из глиноземистых растворов.

Каков же источник этих растворов? Очевидно, им не могли быть латеритные коры выветривания, поскольку они дали бы глиноземистый материал в терригенной форме, либо в виде коллоидов, но в обоих случаях

обогащенный железом и титаном, как, например, осадочные гиббсит-аллофановые бокситы Гавайских островов (Валетон, 1974).

В. К. Маслов (1976) считает, что бокситы Большеголоустанского проявления образовались в позднепротерозойское время из истинных и коллоидных растворов экзогенного происхождения при участии терм. Исходя из условий локализации проявлений, формы рудных тел и состава бокситов, можно предположить ведущую роль в их генезисе кайнозойских термальных растворов.

Какие основания для этого? Бирилейское и Большеголоустанское проявления тяготеют к зоне Байкальского рифта. Южнее оз. Байкал в этой зоне (в Тункинской впадине) известны поля третичных базальтов и трахибазальтов, излияния которых сопровождалось появлением термальных источников. Часть источников действует до сих пор, а по обоим берегам северной половины оз. Байкал таких минерализованных в основном кислых источников насчитывается около трех десятков с температурой вод до $+62^{\circ}\text{C}$. На продолжении этой зоны к западу (Саяно-Тувинский разлом) в Восточном Саяне фиксируются поля неоген-четвертичных трахибазитов и базальтов и около десятка функционирующих горячих минерализованных источников. Породы вокруг источников изменены до желтых, красных и белых глин, часто структурных. Еще западнее по зоне Саяно-Тувинского разлома (Западная Тува) излияний неоген-четвертичных базальтов не происходило, зато активно проявилась гидротермальная деятельность (термальные источники, формирование на измененных породах вокруг них пестроцветных структурных глин опал-гидрослюдистого, монтмориллонитового с примесью каолинита состава). Часть источников, хотя уже и холодных, функционирует в настоящее время. Наличие около них измененных до глин пород свидетельствует о том, что прежде источники были термальными. Нами изучались два из них (Черкасов и др., 1976). Один на Усть-Усском проявлении аллофанов. Воды ручья гидрокарбонатно-сульфатные натрий-магний-кальциевого типа (pH 4,65) с содержанием (мг/л) SiO_2 31,0, Al_2O_3 32,8. В русле за время его деятельности на неоген-четвертичном алюмосиликатном аллювии отложился пласт бело-желтых и черных аллофанов, обедненных титаном и железом. Мощность пласта 2,8 м. Процесс наращивания его вниз по руслу продолжается и в настоящее время. Кремневый модуль аллофанов изменяется от 1,86 в основании пласта до 2,11 в его кровле при содержании Al_2O_3 33,89—37,40%.

В основании пласта по мере старения аллофан раскристаллизовывается с образованием гиббсита и бемита.

Воды другого ручья Аршана хлоридо-сульфатные натрий-магний-кальциевого типа (pH 3,1) с содержанием (мг/л) SiO_2 60—67, Al_2O_3 130. В русле ручья, пересекающего толщу кварц-хлорит-серицитовых сланцев, накапливаются в основном гидроокислы железа, образуя горизонт (1—2 м) буро-красных конгломератов ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{звал}}$ 31,49%). Химический состав хемогенного железистого цемента (вес.%) : SiO_2 17,91, Al_2O_3 20,83, TiO_2 0,72, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{звал}}$ 26,64. На карбонатных прожилках, встречающихся в сланцах, образуется желто-белый осадок с содержанием (вес.%) : SiO_2 11,55, Al_2O_3 19,93, TiO_2 0,21, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{звал}}$ 4,05, в состав которого входят алюминит (34,95%) и аллофан (15,60%). Этот процесс сопровождается растворением с поверхности карбонатов и частичным их замещением. По ряду причин термальные глиноземистые растворы не всегда достигали дневной поверхности и, разгружаясь вблизи ее, давали слепые жилы. Такие жилы аллофанов вскрыты, например, в 1970 г. горными выработками в монтмориллонит-каолинитовых структурных глинах современных гидросольфатарных полей на вулкане Кошелева (Камчатка) сотрудниками Камчатской комплексной экспедиции А. И. Сержниковым, М. В. Спиченковой и др.

Следы послемеловой гидротермальной деятельности в Западной Якутии зафиксированы нами в 1975 г. на р. Тюнг (текущей параллельно р. Мархе) в 10 км ниже устья р. Дыпп в обнажении косослоистых светло-серых песчаников линденской свиты (Cr₂d), вскрытых в зоне пересечения двух разломов. Песчаники пронизаны гематитовыми прожилками причудливой формы, образующими иногда кустоподобные скопления, состоящие из трубок диаметром 1,5 см, выполненных вишнево-бурым гематитом. Здесь же изредка присутствуют мелкие гнезда фарфоровидного голубовато-белого галлуазита. Кроме прожилков отмечено несколько труб диаметром 10—15 см с толщиной стенок 0,5—3,0 см, выполненных вишнево-бурым и стеклоподобным кроваво-красным гематитом со следами течения, с примесью песчаного материала и редкими включениями пирита и халькопирита. Заполнены трубы белесым и ржаво-желтым косослоистым песчаником, превращенным в маршаллит, напоминающий труху. Направление труб субвертикальное. По мере осыпания стенок обнажения трубы выступают на дневную поверхность, достигая высоты 1,0—1,7 м, а затем обламываются и сваливаются к его основанию. Подобные образования известны (Глазовский, 1976) как каналы, по которым осуществлялась разгрузка глубинных термальных растворов, шедших по разлому под большим давлением.

Приведенные примеры показывают, что предположение об участии кайнозойских термальных глиноземистых растворов в образовании бокситов и аллитов гиббсит-аллофанового состава рассмотренных проявлений имеют под собой достаточно реальную почву.

ЛИТЕРАТУРА

- Валетон И. Бокситы. М., «Мир», 1974.
- Глазовский Н. Ф. Гидротермальные изменения пород в современных очагах разгрузки сероводородных рассолов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5.
- Домбровская Ж. В., Яшина Р. С., Пилоян Г. О. Алюминит из зоны окисления пиритизированных сланцев на Байкале.— В сб.: Кора выветривания, М., «Наука», 1976, вып. 15.
- Иванова В. П., Масайтис В. Л. Доюрская аллитовая кора выветривания на р. Мархе (Восточная Сибирь).— Тр. СНИИГГИМС, Новосибирск, 1971, вып. 126.
- Колесников В. Л., Мазилев В. Н. Бирилейское проявление белых бокситов в Западном Прибайкалье.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 5.
- Маслов В. К. О бокситоносности голоустенской свиты верхнего протерозоя (Западное Прибайкалье).— Геол. и геофизика, 1974, № 11.
- Маслов В. К. Условия осадконакопления и высокоглиноземистые породы байкальской серии (Западное Прибайкалье). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1976.
- Черкасов Г. Н., Давыдов Ю. В. О первой находке боксита в коре выветривания в Западной Якутии.— В сб.: Проблемы бокситов Сибири. Тр. СНИИГГИМС, Новосибирск, 1975, вып. 189.
- Черкасов Г. Н., Краевский Б. Г., Бгатов В. И., Светлицкий Н. И., Дергачев В. Д. Гиббсит-аллофановые проявления центральной части Саяно-Алтайской области.— В сб.: Проблемы алюминиевого сырья Сибири. Тр. СНИИГГИМС, Новосибирск, 1976, вып. 235.
- Щербина В. В. Основы геохимии. М., «Недра», 1972.

СНИИГГИМС
Новосибирск

Дата поступления
6.IX.1977

ПЕРМСКАЯ БОКСИТОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ АЗИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕЕ ВЫЯВЛЕНИЯ В СИБИРИ И НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ

Б. Н. ОДОКИИ

До последнего времени пермский период в развитии земной коры считался малоперспективным на бокситы (Карта бокситоносности СССР, ВСЕГЕИ, 1973 г.). Такое мнение было обусловлено тем, что на большей части Евразии и других континентов хорошо изученные пермские отложения представлены в основном красноцветными и галогенными образованиями. Известные в Малой Азии и Индокитае немногочисленные месторождения и проявления бокситов пермского возраста характеризуются невысоким качеством и имеют небольшие размеры, в связи с чем их практическое значение невелико. Поэтому при проведении поисковых работ на бокситы в СССР образования пермского возраста уделялось недостаточное внимание.

В последние годы к ранее известным месторождениям и проявлениям бокситов пермского возраста прибавились месторождения в Корее и Закавказье, ряд месторождений в Южном Китае также оказались пермскими, а на севере Китая — карбон-пермскими. Это позволяет уже сейчас на основании имеющихся данных выделить в Азии пермскую бокситоносную формацию в пределах субширотной зоны, протягивающейся от Средиземноморья до Тихого океана, между 10 и 45° северной широты.

Все выявленные месторождения этой формации относятся к осадочному генетическому типу и связаны с карбонатными и угленосными терригенными отложениями. Характерной особенностью бокситов этих месторождений является диаспоровый состав минералов свободного глинозема, находящихся в ассоциации с дистеном, корундом, хлоритами, пиррофиллитом и другими метаморфогенными минералами. Внешне бокситы напоминают плотные аргилитоподобные метаморфические сланцы, отличаются повышенной твердостью, имеют обычно темно-серую, зеленовато-серую, реже бурую и серую окраски. Наиболее распространены обломочные структуры псаммитовой размерности, реже — бобовые и пелитоморфные. Диаспор преимущественно средне- или крупнокристаллический.

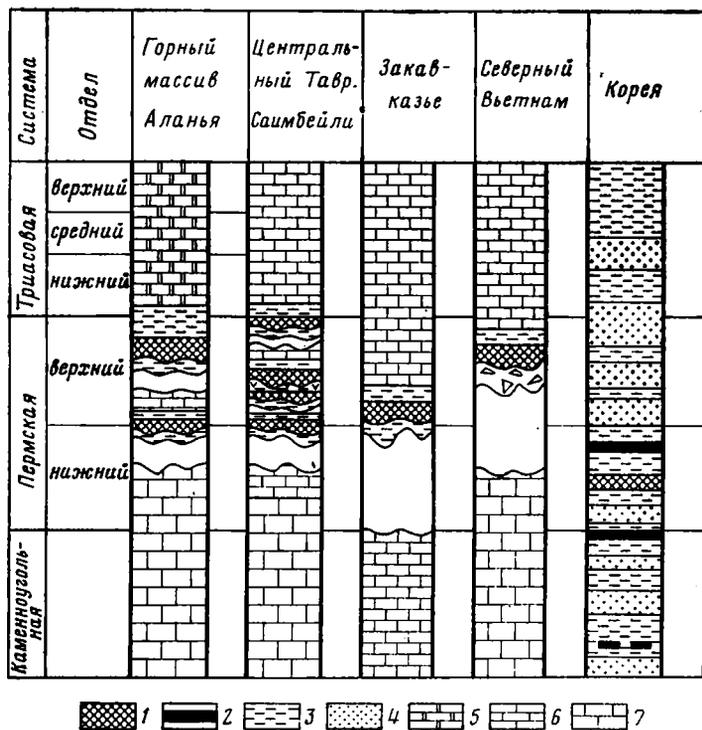
С карбонатными породами связаны месторождения бокситов в Малой Азии, Закавказье, Индокитае; с угленосными терригенными отложениями — в Корее и Северном Китае.

В Малой Азии месторождения бокситов пермского возраста находятся в Западном и Центральном Тавре Турции. Здесь, в районе горного массива Аланья на месторождении Асмака, пласты и линзы бокситов небольших размеров образуют два горизонта. Нижний залегает на массивных известняках раннепермского возраста, он перекрывается углестыми глинами и известняками позднепермского возраста. Верхний расположен между толщей верхнепермских известняков и углестыми глинами неустановленного возраста, выше которых залегают тонкослоистые доломиты среднего и верхнего триаса (Пейроне, 1969^{1,2}) (фигура).

В районах Высокого Балкардага и Саимбейли пермская бокситоносная формация имеет до четырех бокситовых горизонтов. Бокситоносные отложения залегают на известняках нижней перми, которые в своей верхней части переходят в доломиты. Поверхность доломитов слабо закарстована. Карстовые впадины заполняются и частично нивелируются песчано-глинистыми континентальными отложениями, которые непосредственно подстилают руды. Бокситовые тела разобщены пластинами эффу-

зивных пород основного состава или слоями известняков позднепермского возраста. В целом бокситоносные отложения перекрываются верхнепермскими и мезозойскими известняками (Безр и др., 1972; Безр, Воинов, 1973). Бокситы и вмещающие их породы подвергались интенсивной складчатости.

В Закавказье на территории Нахичеванской АССР в юго-восточной части Шарурского антиклинория пермские бокситоносные отложения прослеживаются более чем на 20 км при ширине около 10 км. Бокситы образуют линзы и прерывистые пластовые тела среди песчано-глинистых сероцветных и пестроцветных ожелезненных пород, залегающих на известняках нижнего карбона и перекрытых углистыми глинами и известняками позднепермского возраста (Левен, 1973) (см. фигуру). Бокситы имеют диаспоровый состав. Обычно они плотные яшмовидные, реже распространены сравнительно слабо сцементированные разновидности бо-



Сопоставление стратиграфического положения пермской бокситоносной формации Азии (составил Б. Н. Одокий с использованием материалов М. А. Безра, 1973)

1 — бокситы; 2 — угли; 3 — глины, сланцы; 4 — песчаники, алевролиты; 5 — доломиты; 6 — известняки слоистые; 7 — известняки массивные

бового и оолитового сложения. Качество бокситов низкое, и лишь отдельные прослои имеют содержание глинозема более 50% при кремниевом модуле 5—6.

В Индокитае и Южном Китае бокситы пермского возраста распространены наиболее широко. На севере Вьетнама их месторождения образуют Хазангский, Каобангский, Лангшонский бокситоносные районы. Месторождения и проявления бокситов известны и в других районах Вьетнама, Лаоса и Кампучии. В Южном Китае пермские бокситы выявлены в провинциях Юньнань и Гуанси.

Во всех перечисленных районах бокситы слагают сравнительно мелкие пластовые или линзообразные тела, измеряющиеся первыми сотнями метров в плане при мощности 3—5 м. Бокситоносные отложения залегают на массивных известняках позднекаменноугольного — раннепермского возраста и перекрываются углефицированными глинистыми алевролитами и карбонатными породами верхней перми (Чеботарев, Буй Фу Мий, 1961).

В основании бокситового пласта залегают известняковая брекчия, состоящая из обломков известняка, сцементированного пелитоморфным материалом бокситового или аллитового состава. Нижняя часть бокситового пласта слагается серыми, до черных, или коричневато-серыми бокситами пелитоморфной, яшмовидной, реже мелкобобовой структуры. Выше по разрезу они постепенно сменяются обломочными разновидностями, содержащими редкие бобовины. Вверху пласта залегают зеленовато-серые, пиритизированные, обычно низкокачественные бокситы или аллиты обломочной или бобово-обломочной структуры. В среднем по залежам качество бокситов улучшается с увеличением мощности рудного тела. Бокситы сильно метаморфизованы, на что указывает диаспоровый состав руд, наличие в них дистена, корунда, хлоритов, перекристаллизация известняков, а также интенсивная складчатость палеозойских и раннемезозойских вмещающих пород.

Одинаковые закономерности в строении бокситовых тел и условий залегания бокситоносных отложений во всех районах свидетельствуют об одновременном образовании бокситов в сходных палеогеографических условиях, господствовавших на территории Юго-Восточной Азии в течение позднего палеозоя. Последующие процессы эрозии и особенно карстообразование, проявившееся наиболее интенсивно в зонах развития верхнепалеозойских карбонатных пород, привели к значительному разрушению бокситовых залежей. Они сохранились на крыльях синклинальных структур в виде разобщенных скальных обнажений бокситовых тел, круто погружающихся под осадки верхней перми и триаса. Днища и борта карстовых впадин обычно покрыты современным глыбовым делювием. Скопления обломков боксита нередко достигают значительных концентраций и при благоприятных горно-технических условиях их залегания могут рассматриваться как обломочные бокситовые руды. Такие руды в ряде районов на севере Вьетнама составляют около 80% запасов бокситов.

На Корейском полуострове бокситы пермского возраста приурочены к краевым частям Пхённамского прогиба. Они образуют две группы сравнительно мелких месторождений в Пхеньянском и Пукчанском районах, территориально тяготеющих к эксплуатирующимся угольным месторождениям: Чонбон, Цомин, Лукчан и др. В отличие от описанных выше районов бокситоносные отложения в Корее генетически связаны с терригенными угленосными фациями серии Пхённам карбон-пермского возраста. Бокситы образуют линзовидные или мелкие пластовые тела в пачке глинисто-алевролитовых пород с прослоями антрацитов. Эта пачка слагает верхнюю часть разреза свиты садон раннепермского возраста. Перекрывается она песчаниками свиты кобансан позднепермского возраста (см. фигуру). В подошве и кровле рудного тела бокситы переходят в аллиты и высокоглиноземистые сланцы. Последние замещают бокситорудные залежи при их выклинивании.

Бокситоносные отложения отличаются высокой степенью метаморфизма. Минералы свободного глинозема бокситов и бокситовых пород представлены диаспором, хорошо раскристаллизованным; глинистые минералы замещены хлоритами, дистеном, иногда алюмошпинелями. Угольные прослои представлены антрацитами. В зонах контакта с мезозойскими гранитами бокситы превращены в корундиты (Хан Мён Хо, 1972; Хан Мён Хо, Вон Зон Рим, 1971).

Высокоглиноземистые сланцы, называемые японскими геологами «алюминиевыми сланцами», содержат до 40% глинозема и являются метаморфизованными каолиновыми глинами. Они широко распространены в пределах Пхённамского прогиба. В ряде мест эксплуатируются как огнеупорное сырье, поделочный камень и кровельный материал.

Пермские бокситы, связанные с угленосными формациями, давно известны также в северо-восточной части Китая (Маньчжурия), где они образуют несколько бокситочных горизонтов в толщах песчано-глинистых пород, разделяющих угольные пласты.

Кроме перечисленных месторождений в Центральной Азии имеются многочисленные проявления бокситов, возраст которых условно устанавливается в широких пределах от раннего — среднего палеозоя до мезозоя. Не исключено, что часть этих проявлений относится к пермской бокситоносной формации.

Все отмеченные месторождения и проявления бокситов пермского возраста расположены в зоне интенсивного тектогенеза и горообразования, происходившего в конце палеозоя. Поэтому длительные периоды относительного покоя и континентального развития, характерные для других эпох бокситообразования на платформах, здесь отсутствовали, о чем свидетельствуют сравнительно короткие, подчас неуловимые перемены в осадконакоплении, соответствующие времени образования бокситов. Вероятно, этим — «незрелостью» как одной из причин — можно объяснить низкое качество первичного глиноземного материала. Поверхность участков суши, на которых происходило формирование бокситоносных кор выветривания, в течение всего времени континентального режима сохраняла сравнительно резко расчлененный рельеф, способствовавший интенсивному размыву гипергенных образований. Этим можно объяснить отсутствие следов латеритных покровов пермского возраста вблизи месторождений осадочных бокситов, преобладание обломочных структур в них и значительную примесь песчано-глинистого материала, что также способствовало снижению качества бокситов. Ухудшалось оно и в результате последующего метаморфизма как за счет силификации бокситов, так и в результате образования моногидратной формы минералов свободного глинозема. Последнее обуславливает трудность переработки таких разновидностей бокситов, так как требует повышения температурных режимов или применения спекания.

На основании изложенного очевидно, что выявление высокосортных бокситов пермского возраста в складчатых областях мало вероятно, и это следует иметь в виду при проведении поисков бокситов этого типа.

На территории СССР близкие по литологии пермские отложения известны в Закавказье, южной части Средней Азии, Алтае-Саянской складчатой области, Забайкалье, Приамурье и на Дальнем Востоке. При организации поисков месторождений бокситов в этих районах следует выделить площади развития пермских рифогенных известняков и сероцветных угленосных фаций, установить участки пермской суши. Перспективными районами для постановки поисков бокситов следует считать районы, где пермские отложения подверглись наименьшему мезозойско-кайнозойскому тектогенезу и в пределах которых развиты алюмосиликатные мажоритарные и мажоритарные породы, являющиеся благоприятным субстратом для латеритного корообразования, а также рифогенные и угленосные песчано-глинистые комплексы бокситовмещающих пород. Благоприятным бокситопоисковым признаком является отсутствие в базальных горизонтах трансгрессивных комплексов грубообломочных фаций.

Учитывая, что бокситы пермской формации имеют необычный облик и могут пропускаться при проведении геологосъемочных и других видов работ, не специализированных на поиски бокситов, рекомендуется на площадях развития пермских рифогенных и угленосных фаций, даже при

их достаточно детальной изученности, постановка ревизионных работ. При поисках может успешно применяться обломочно-шлиховой метод, так как бокситы пермского возраста обычно метаморфизованы и отличаются повышенной прочностью.

ЛИТЕРАТУРА

- Безр М. А., Воинов М. В., Демин А. Н., Ясаманов Н. А. Бокситы Ближнего и Среднего Востока.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1972, № 2.
- Безр М. А., Воинов М. В. Некоторые особенности размещения бокситов Средиземноморья.— В сб.: Новые данные по геологии бокситов, вып. 1, М., Изд. ВИМС, 1973.
- Левен Э. Я. О бокситах в Нахичиванской АССР и их возрасте.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 12.
- Пейроне Ф. де. Происхождение бокситов Аланьи, Южная Турция.— В сб.: Методические материалы по изучению минерального сырья и геологоразведочным работам. М., Изд. ВИМС, 1969.
- Хан Мён Хо. О типах бокситов Кореи. Чичжиль ква чири (кор.), 1972, 12, № 6.
- Хан Мён Хо, Вон Зон Рим. Генезис бокситов в приречных участках р. Амнокван. Чичжиль ква чири (кор.), 1971, 11, № 3.
- Чеботарев М. В., Буй Фу Мий. Северо-Вьетнамский бокситоносный район. Сов. геология, 1961, № 6.

ВИЭМС, Москва

Дата поступления
1.II.1978

УДК 552.54:551.762(575.1)

О ПРОИСХОЖДЕНИИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕЮРСКИХ ГАЛОГЕННОЙ И КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИЙ ГАУРДАК-КУГИТАНГСКОГО РАЙОНА ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ УГЛЕРОДА

**И. С. ЛАЗАРЕВ, Г. П. МАМЧУР, Г. М. ВДОВИЧЕНКО,
О. А. ЯРЫНЫЧ, С. Л. ХРИЩАНОВИЧ**

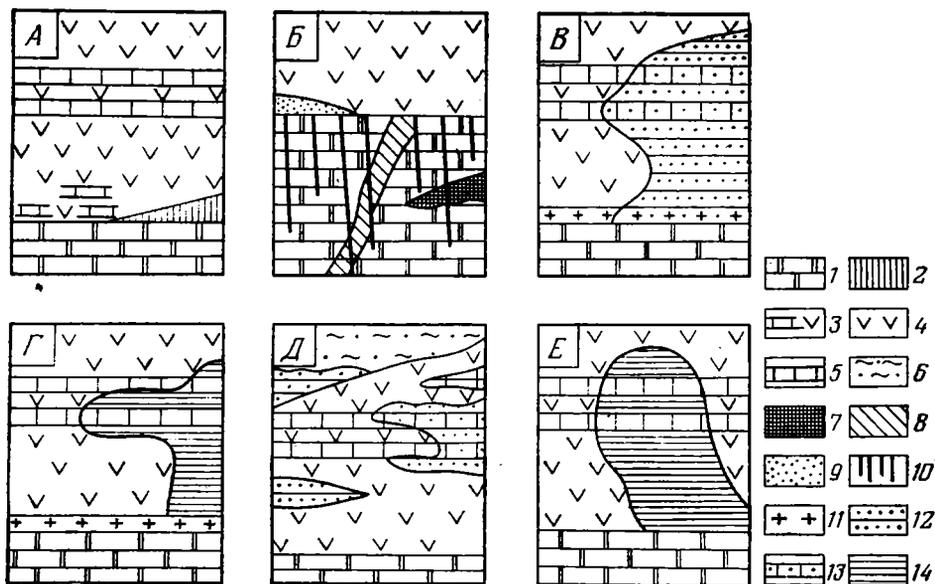
На юге Средней Азии региональное распространение имеет верхнеюрская галогенная формация, выделяемая в гаурдакскую свиту кимеридж-титонского возраста (Попов, 1968; Кореневский, 1973; Геология СССР, 1972). В Гаурдак-Кугитангском районе (Туркменская ССР) свита сложена тремя толщами (снизу вверх): ангидритовой с прослоями и включениями пелитоморфного известняка мощностью до 420 м; галитовой с пластами сильвинитов мощностью до 400 м и переслаиванием ангидритов, глин и мергелей мощностью до 30 м. Залегает гаурдакская свита на известняках мощностью более 500 м кугитангской свиты, представляющей карбонатную формацию келловей-оксфорда (Геология СССР, 1972; Байков и др., 1974). Обе свиты входят в состав осадочного чехла эпигерцинской платформы (юго-восточное окончание Туранской плиты) и эпиплатформенной орогенической области (мегаантиклиналь Юго-Западного Гиссара и Афгано-Таджикская депрессия). В пределах платформы и депрессии гаурдакская и кугитангская свиты перекрыты мощной толщей более молодых отложений мезозоя — кайнозоя и являются составляющими частями крупных нефтегазоносных артезианских бассейнов, приуроченных к Мургабской и Амударьинской впадинам, Бешкентскому прогибу и Сурхандарьинской мегасинклинали (Геология СССР, 1972). Последние граничат с глыбово-складчатым образованием

мегаантиклинали Юго-Западного Гиссара, расположенной на территории Гаурдак-Кугитангского района и сопредельных районов Узбекистана.

Обнажения в локальных структурах мегаантиклинали (Кугитангское, Гаурдакское, Тюбегатанское и другие поднятия) на площади свыше 1000 км² интенсивно дислоцированных, подвергнутых глубокому эрозионному расчленению галогенных и карбонатных пород предопределило формирование зоны гипергенеза и связанной с ней эпигенетической минерализации: месторождений гипсов, серы, мраморного оникса, полиметаллов; оруденений целестина, флюорита, барита, данбурита, клейофана, пирита, халькопирита; закиривания битумов — оксикеритов, гуминокеритов, керитов. К артезианским высокоминерализованным водам приурочены скопления нефти, иода, брома, растворенных органических веществ, а из газовых компонентов — сероводорода, метана, углекислоты, азота (Байков и др., 1974; Корневский, 1973). Большинство минеральных новообразований зоны гипергенеза связаны или находятся в парагенезисе с карбонатными породами, генетические типы, группы и генерации которых достаточно четко выявляются по данным изотопного состава углерода.

Определения изотопного состава углерода проводились неоднократно (Мамчур, Лазарев, 1968) в связи с решением вопросов генезиса серных руд Гаурдакского месторождения, а позже — пород жильного комплекса Гаурдакского поднятия и серных руд Карлюкского месторождения.

Анализы изотопного состава углерода выполнены на масс-спектрометре МИ-1305 с точностью $\pm 0,5\%$ (абсолютная ошибка). Все резуль-



Фиг. 1. Литологические типы карбонатных пород зоны гипергенеза в верхнеюрских отложениях Гаурдак-Кугитангского района

А — первичный разрез сульфатных и карбонатных пород верхней юры. Гаурдакское поднятие: Б — жильный комплекс оврагов Карача и Шауркярыз; В, Г — Гаурдакское серное месторождение: В — участок II—IV; Г — участок I; Кугитангское поднятие: Д — Карлюкское серное месторождение, Е — массив кальцитовых пород оврага Чик-Чаган. 1 — кугитангская свита (келловей — оксфорд): известняки, доломитизированные известняки. Гаурдакская свита (кимеридж — титон): 2 — известняки в линзах, 3 — известняково-ангидритовые породы, 4 — ангидриты, 5 — известняки маркирующего горизонта. Антропоген: 6 — терригенно-глинистые отложения. Эпигенетические породы: 7 — барит-флюоритовая, 8 — целестин-баритовая, 9 — баритовая, 10 — кальцитовые прожилки, 11 — целестин-кальцитовая, 12 — серно-кальцитовая, 13 — серно-известняковая, 14 — кальцитовая

таты определений δC^{13} приводятся в сравнении со стандартом PDB. Характерные разрезы карбонатных образований гаурдакской и кугитангской свит показаны на фиг. 1. Обобщенные данные δC^{13} приведены ниже.

Известняки оксфорда (фиг. 1, А) — пелитоморфные, оолитовые, бутиминозные имеют δC^{13} от +3,0 до +1,0‰ (среднее +2,0‰ по 10 анализам). В нижней (переходной) части гаурдакской свиты тонкокристаллические бурые и серые известняки в маломощных линзах и ангидрит-известняковые породы имеют δC^{13} от +0,4 до +5,1‰ (8 анализов). В ангидритах включения пелитоморфного кальцита и доломита образуют характерные текстуры: сетчатые, линзовидные, ячеистые, полосчатые, гнездовые. Карбонатность ангидритов составляет в среднем 2—4%. Значения δC^{13} для этих карбонатов колеблются от —6,0 до +4,0‰ (10 анализов), причем плюсовые значения преобладают. Известняки маркирующего горизонта залегают в средней части сульфатной толщи в виде одного, чаще 2—3 пластов. Карбонатность известняков до 90—92%, значения δC^{13} на Гаурдаке от +4,0 до —1,0‰ (среднее +2,0‰ по шести анализам), на Карлюке от +3,2 до +0,4‰ (среднее +1,4‰ по четырем анализам). Значения δC^{13} карбонатов первичных пород подтверждают их хемогенное осадочное образование (Попов, 1968) и указывают на сходство фациальных, лагунно-морских и парагенетических условий формирования верхнеюрской галогенной и карбонатной формаций на территории рассматриваемого района.

Изотопный состав углерода в кальците жильного комплекса (фиг. 1, Б) характеризуется следующими данными — в порядке установления стадий минералообразования (Леин, Седлецкий, 1968; Байков и др., 1974). Барит-флюоритовая порода содержит 17—25% кальцита, для которого значения δC^{13} колеблются от +4,0 до +1,0‰ (среднее +2,0‰ по четырем анализам). Кальцит из прожилков в известняках оксфорда (местами с кварцем, целестином, клейофаном и гематитом) имеет δC^{13} от 0,0 до +5,3‰ (среднее +3,2‰ по семи анализам). Баритовая порода состава: барит, флюорит, кальцит до 4%, сера самородная до 1% в виде редкой вкрапленности. Значения δC^{13} выявляют две генерации кальцита: первая — от +1,0‰ (два анализа) и вторая — от —9,0 до —7,0‰ (два анализа). Во втором случае углерод кальцита обогащен легким изотопом C^{12} . Целестин-баритовая порода состава: кварц, целестин, барит, кальцит, гипс, в зальбандах жилы — черный флюорит. δC^{13} кальцита в этой породе составляет —2,0‰ (три анализа). Целестин-кальцитовая порода (см. фиг. 1, В) образует пропластки и линзы мощностью 0,1—0,5 м на площади юго-западной переклинали Гаурдакского поднятия. Состав породы: целестин, кальцит до 60%, гипс, местами флюорит, сера, кремний, лимонит. По значениям δC^{13} здесь выявлены две генерации кальцита: первая — от +1,2 до +2,0‰ (шесть анализов) и вторая — от —15,0 до —1,1‰ (среднее —9,8‰ по 17 анализам). Вариации средних значений δC^{13} кальцитов от +1,0 до +3,2‰ соответствуют изотопному составу углерода гидротермальных карбонатов (Галимов, 1968). Кальциты с тяжелым углеродом и парагенные им основные жильные минералы — барит, флюорит, целестин, кварц — характерны для наиболее ранней стадии эпигенетической минерализации в период позднего катагенеза — протогипергенеза. Происхождение кальцитов с легким углеродом (δC^{13} от —15,0 до —7,0‰) связано с процессами биохимического кальцитосерообразования в период более позднего гипергенеза. Кальциты с изотопно легким углеродом отлагались в ассоциации с самородной серой в породах жильного комплекса на контакте или вблизи залежей серных руд.

Во вторую стадию эпигенетической минерализации, относящейся к периоду мезогипергенеза, в отложениях Гаурдакской свиты образовались массивы (залежи) вторичных пород: кальцитовых, серно-кальцитовых и

серно-известняковых (см. фиг. 1, В, Г). Основным фактором их образования явились процессы бактериальной сульфатредукции $\text{CaSO}_4 + \text{C}_n\text{H}_m + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{S} + \text{CO}_2$ (Юшкин, 1968) при участии углеводов нефти ($\delta\text{C}^{13} = -3,3 \text{ — } -2,3\text{‰}$) и, что весьма вероятно, атмосферной углекислоты ($\delta\text{C}^{13} = -7,0\text{‰}$) (Галимов, 1968). Продукт реакции — кальцит как типичный экзогенный метасоматит (Юшкин, 1968; Байков и др., 1974) — замещает ангидриты (гипсы) и отлагается в кавернах, трещинах маркирующих известняков и некоторых пород жильного комплекса. При окислении сероводорода до элементарной серы ($2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 \rightarrow \text{S}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$) и отложении ее в парагенезисе с метасоматическим кальцитом, а также в полостях первичных известняков образуются серные руды, крупные залежи которых выявлены на Гаурдакском и Карлюкском месторождениях. В случае интенсивной миграции сероводорода за пределы зоны сульфатредукции при отсутствии или замедлении реакции его окисления или привносе металлов образуются кальцитовые породы без примеси или с небольшой примесью серы и сульфидов.

Серно-кальцитовые породы Гаурдака (см. фиг. 1, В) характеризуются четким распределением δC^{13} кальцитов в залежи. На глубине более 300 м значения δC^{13} колеблются в пределах от $-24,0$ до $-18,0\text{‰}$ (среднее $-21,0\text{‰}$ по 14 анализам); в средних частях залежи (глубины 100—300 м) δC^{13} колеблется от $-24,0$ до $-11,0\text{‰}$, преобладают значения δC^{13} от $-17,0$ до $-15,0\text{‰}$ (среднее $-16,0\text{‰}$ по 16 анализам); верхние, приповерхностные части залежи (глубины до 100 м) имеют δC^{13} от -15 до -8‰ (среднее -12‰ по 17 анализам). Закономерное утяжеление углерода кальцита по восстанию в пределах генетически единой залежи (Мамчур, Лазарев, 1968; Байков и др., 1974) объясняется, по нашему мнению, участием в его образовании не только углерода нефти, но и атмосферной углекислоты, привносившейся наряду с кислородом в зону карбонатно-серной минерализации инфильтрационными водами.

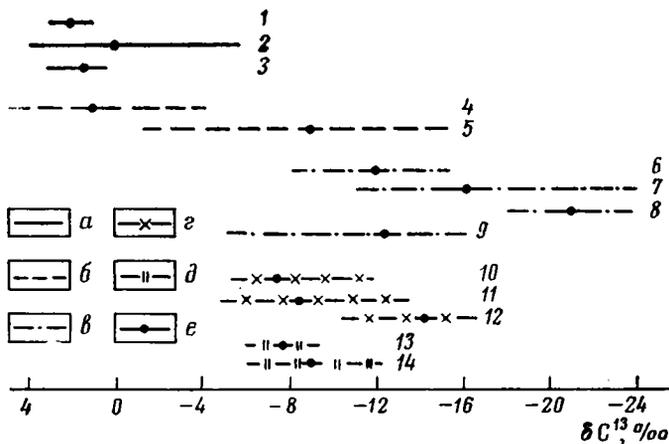
Массивы кальцитовых пород на Гаурдаке (см. фиг. 1, Г) залегают в приповерхностной части зоны гипергенеза; δC^{13} вторичных кальцитов колеблется от -16 до -5‰ (среднее $-12,3\text{‰}$ по 10 анализам), что идентично значениям δC^{13} для верхней части серной залежи. В серно-известняковых породах δC^{13} основного серовмещающего карбоната аналогичен маркирующим известнякам, а вторичные кальциты в трещинах и кавернах имеют две генерации: первая с δC^{13} от $+1$ до $+2\text{‰}$ (переотложенный карбонат известняков) и вторая с δC^{13} от -12 до -8‰ связана с осернением.

На Карлюкском месторождении вторичные карбонаты характеризуются более пестрым изотопным составом углерода и отсутствием четких закономерностей в его распределении. По литологическим особенностям в серно-кальцитовых породах Карлюкского месторождения (см. фиг. 1, Д) можно выделить следующие генерации кальцита: темно-серые пелитоморфные и тонкокристаллические с редко вкрапленным осернением — δC^{13} колеблется от $-13,5$ до $-4,6\text{‰}$ (среднее $-8,1\text{‰}$ по восьми анализам); мелкокристаллические светло-серые и белые кальциты с серой в прожилках и кавернах кальцитов (темно-серых) или цементирующие их небольшие брекчии — δC^{13} от -9 до $-3,7\text{‰}$ (среднее $-7,3\text{‰}$ по шести анализам); белый радиально-лучистый кальцит с концентрически-зональным строением (длина игольчато-волокнистых кристаллов от $0,5$ — 1 до 3 — 5 см), с осернением в интерстициях и вытянутых вдоль кристаллолучей порах и кавернах — δC^{13} от $-16,3$ до $-10,4\text{‰}$ (среднее $-14,2\text{‰}$ по трем анализам). Для типичных метасоматических серно-кальцитовых пород («дисперсные» серные руды с хорошо выраженными реликтовыми текстурами замещаемых ангидритов) δC^{13} колеблется: а) от $-5,5$ до $-3,3\text{‰}$ (два анализа) для верхнего (глубина 200—230 м) в контакте с отложениями антропогена сероносного горизонта; б) от $-7,1$ до $-6,5\text{‰}$ (два анализа) для среднего (глубина 265 м), примыкающего к пластам

маркирующих известняков; в) —11,5‰ для нижнего (глубина 290 м), сероносного горизонта. В принципе здесь наблюдается та же закономерность изменения δC^{13} кальцита с глубиной его залегания, что и на Гаурдакском месторождении.

Крупный массив кальцитовых пород оврага Чик-Чаган (см. фиг. 1, E), обнажающийся в предгорье Кугитангского поднятия, расположен в единой с залежами серных руд Карлюка структурной зоне. Генерация кальцита здесь выделяется по структурно-текстурным признакам. Серые тонко- и мелкокристаллические кальциты с реликтовыми текстурами замещаемых ангидритов имеют δC^{13} от —9,1 до —5,9‰ (среднее —7,5‰ по шести анализам). Более светлые или медового цвета кальциты явно вторичного происхождения в первых (жилки, щетки и корочки в кавернах, мелкие сферолиты) — δC^{13} от —8,1 до —4,1‰ (среднее —6,2‰ по четырем анализам). Радиально-лучистые кальциты в виде мелких и крупных сферолитовых агрегатов образуют тела размером в несколько метров в приповерхностной части массива. Их δC^{13} варьирует от —12,1 до —6,1‰ (среднее —8,7‰ по трем анализам).

Утяжеление изотопного состава углерода кальцитов сульфатредукции Кугитанга и большой разброс значений δC^{13} по сравнению с биохимическими кальцитами Гаурдака можно объяснить более активным участием в их образовании атмосферной углекислоты. На это указывает обогащение изотопом C^{13} в среднем на 0,8—1,1‰ углерода переотложенных при карстовании кальцитов по сравнению с их более ранними разностями; утяжеление углерода кальцитов «дисперсных» серных руд с уменьшением глубины их залегания; обогащение изотопом C^{13} в среднем на 5,5‰ углерода



Фиг. 2. Изотопный состав углерода карбонатов зоны гипергенеза в верхнеюрских отложениях Гаурдак-Кугитангского района

a — хомогенно-осадочные (1 — известняки оксфорда, 2 — ангидриты, 3 — маркирующие известняки). Эпигенетические: *b* — жильный комплекс (4 — кальцит первой генерации, 5 — кальцит второй генерации), биохимический комплекс Гаурдака (серно-кальцитовая порода: 6 — до глубины 100, 7 — от 100 до 300, 8 — более 300 м, 9 — кальциты); *c* — биохимический комплекс Карлюка (серно-кальцитовые образования: 10 — с дисперсным осернением, 11 — с редковкрапленным осернением, 12 — радиально-лучистые); *d* — кальцитовые породы массива Чик-Чаган (13 — мелкокристаллические, 14 — сферолитовые агрегаты); *e* — среднеарифметические значения δC^{13}

радиально-лучистых кальцитов массива Чик-Чаган по отношению к таковым в серно-кальцитовых породах Карлюка на глубине. В целом значения δC^{13} от —16,3 до —10,4‰ в серно-кальцитовых породах Карлюка однозначно указывают на их биохимическое происхождение при участии углеводов нефти (Галимов, 1968; Мамчур, Лазарев, 1968). Геомор-

фологические и климатические условия Кугитанга — Карлюка по сравнению с Гаурдаком предопределили более глубокую обнаженность и интенсивную карстовую проработку инфильтрационными водами ангидристовой и известняковой толщ кимериджа — оксфорда.

Изотопный состав углерода карбонатов пород верхнеюрской галогенной и карбонатной формаций (фиг. 2) наряду с другими геологическими данными позволяет выделить разные генетические типы этих пород: а) хемогенно-осадочные и б) эпигенетические. Среди последних выделяются две генетические группы карбонатных образований: жильный и биохимический комплексы, где в свою очередь имеют место несколько генераций вторичного кальцита.

Определение природы карбонатных образований в верхней юре Гаурдак-Кугитангского района, сформированных в период стадий позднего катагенеза — гипергенеза, будет способствовать решению вопросов стратификации отложений гаурдакской свиты, выявлению условий и времени эпигенетического минералообразования, прогнозированию и определению поисковых критериев месторождений разнообразных (Кореневский, 1973; Байков и др., 1974) полезных ископаемых и прежде всего самородной серы как основного пока вида промышленного минерального сырья на территории рассматриваемого района.

ЛИТЕРАТУРА

- Байков А. А., Беркелиев К. П., Жданов Б. П., Козаков В. Ф., Лазарев И. С., Седлецкий В. И. Геология и полезные ископаемые Гаурдак-Кугитангского района Туркменской ССР. Изд-во Ростовск. ун-та, 1974.
- Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М., «Недра», 1968. Геология СССР, т. XXII. Туркменская ССР. М., «Недра», 1972.
- Кореневский С. М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. Л., «Недра», 1973.
- Леин А. Ю., Седлецкий В. И. Комплекс жильных тел Гаурдакского поднятия.— В сб.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Тр. УГ СМ ТССР, 1968, вып. 5.
- Мамчур Г. П., Лазарев И. С. Изотопный состав углерода в карбонатах Гаурдакского месторождения серы.— Геохимия, 1968, № 7.
- Попов В. С. Верхнеюрская галогенная формация Средней Азии.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 1.
- Юшкин Н. П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных условиях. Л., «Недра», 1968.

Гаурдакский серный комбинат,
Институт геологии и геохимии
горючих ископаемых АН УССР,
Львов,
Государственный институт горнохимического сырья,
Люберцы

Дата поступления
4.XI.1977

УДК 553.985(470.5)

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ САДКИНСКОЙ АСФАЛЬТИТОВОЙ ЖИЛЫ И ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОДОБНОГО ТИПА

Г. В. ЛЕОНОВ

С момента открытия Садкинского асфальтитового месторождения в 1935 г. на его территории многократно проводились поисково-разведочные работы с целью разведки известной залежи асфальтита и поисков новых рудных тел.

Выполненные геологоразведочные работы значительно уточнили геологическое строение Садкинской асфальтитовой залежи и позволили открыть многопластовое нефтегазовое месторождение, связанное с Садкинским брахиантиклинальным поднятием, входящим в состав Малокинельской дислокации осадочного чехла в пределах Оренбургского свода кристаллического фундамента Русской платформы.

Нефтегазовое месторождение включает основные продуктивные горизонты девона (пашийские пласты D_1 , D_0) и перми (нефтеносный пласт P_{11} , газовые залежи P_1 и КС). По данным всех скважин отмечается присутствие «черной окисленной» нефти в порах и трещинах известняков верхней части турнейского яруса, вероятно, следов существовавшей здесь в прошлом залежи.

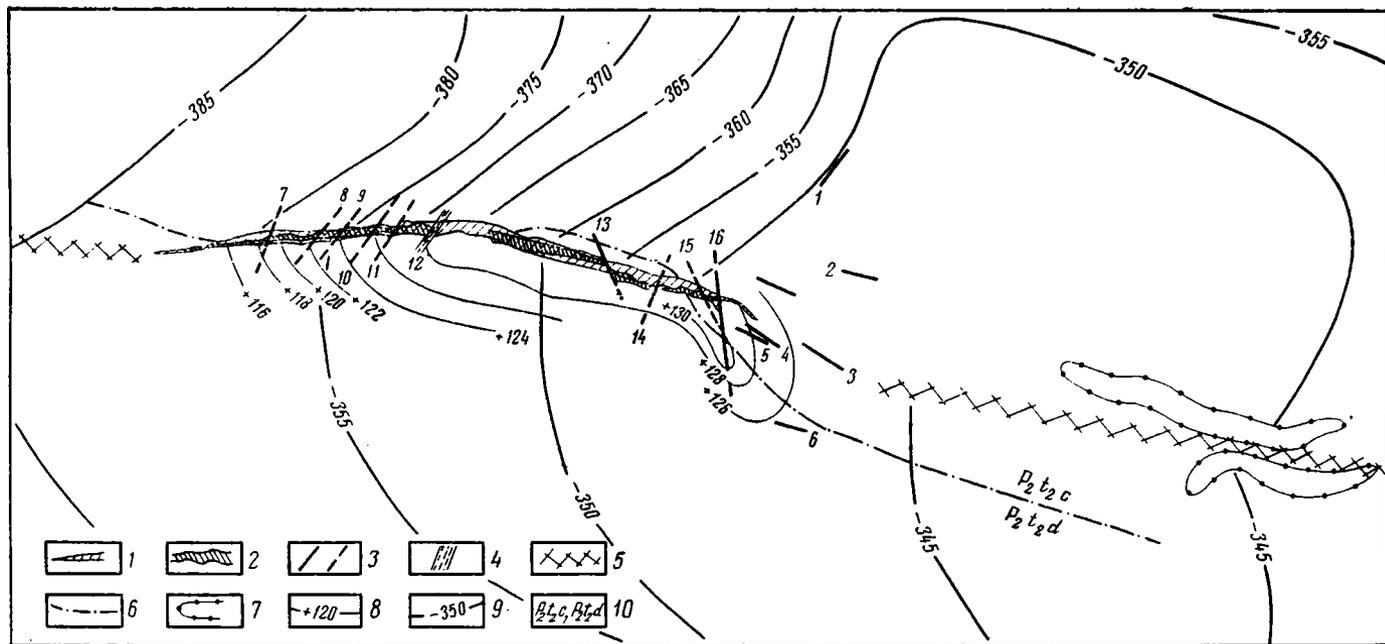
Асфальтитовое месторождение представлено вертикальной жилой протяженностью 700 м при максимальной мощности 20 м, приуроченной к субширотному разрыву слоев на западной периклинали поднятия (фиг. 1). Жила сечет малокинельскую и кутулукскую свиты пермской системы и перекрыта четвертичными отложениями.

Изучение этого месторождения, проведенное автором в 1968—1969 гг. в шахтных горных выработках на глубинах 60—113 м, а также наблюдения 1975 г. на глубинах до 140 м в сочетании с региональными исследованиями северо-запада Оренбургской области позволяют по-новому представить его геологическое строение и тектонику.

Интересной особенностью геологического строения месторождения являются контактовые изменения вмещающих пород. На контакте с жилой асфальтита верхнепермские красноцветные терригенные породы и карбонаты имеют светлую зеленовато-серую окраску. В них по интенсивности изменения нами выделены три подзоны: внутренняя, средняя и внешняя. Внутренняя подзона, находящаяся непосредственно на контакте с жилой, сложена исключительно сероцветными образованиями — песчаниками, глинами, известняками и мергелями. Встречаются частые, местами крупные, выделения пирита, реже халькопирита. Контакты асфальтитов со вмещающими отложениями очень резкие, повсюду наблюдаются только экзоконтактовые выделения сульфидов. В асфальтите они не отмечены. Мощность внутренней подзоны не более 1—1,5 м. В средней подзоне мощностью 5—7 м изменению подверглось около 50% пород. Неизменными остались лишь красно-бурые жирные глины. Включения сульфидов не установлены. Во внешней подзоне (мощность 35—40 м) изменены лишь отдельные наиболее проницаемые прослои, представленные светлыми зеленовато-серыми песчаниками. За пределами внешней зоны все литологические разности пород имеют красно- и коричнево-бурый цвет.

При изучении строения жилы асфальтита в интервале глубин 85—113 м нами установлена вертикальная полосчатая текстура, в основном параллельная контактам жилы. Эта особенность не отмечалась ранее другими исследователями, предполагалось, что асфальтит в своей массе совершенно однороден и несет лишь вторичную вертикальную зональность, обусловленную гипергенными процессами.

Полосчатая текстура асфальтитов в жиле выражена чередованием матовых и блестящих разностей. Мощность отдельных полос изменяется от 1—2 мм до 0,7 м. Каждая относительно мощная полоса (0,1—0,7 м), представленная в целом матовой или блестящей разностью асфальтитов, состоит из серии более тонких полос, выделяющихся своим блеском. В направлении от контактов к центру жилы увеличивается количество блестящего асфальтита, усиливается по абсолютной величине блеск так называемого матового асфальтита. Вероятно, сблизжаются их физико-химические свойства и состав. Во всех случаях контакты смежных полос любой мощности исключительно ровные и резкие.



Фиг. 1. Тектоническое строение Садкинского асфальтитового месторождения (составил Г. В. Леонов с использованием данных В. В. Овчинникова)

1 — контуры жилы асфальтита по дневной поверхности; 2 — то же на абс. отметках от +58 м — на западе, до +29 м — на востоке; 3 — мелкие разрывные нарушения (а — установленные, б — предполагаемые); 4 — зона тектонической трещиноватости; 5 — предполагаемое положение Малокинельского разлома фундамента; 6 — стратиграфическая граница; 7 — зона anomalно-высоких электросопротивлений горных пород; 8 — тектоническая структура участка месторождения по поверхности прослоя известняков пачки C^5 верхнепермских отложений; 9 — то же, по поверхности калиновской свиты пермской системы; 10 — стратиграфические индексы отложений малокинельской и кутулукской свит пермской системы

Садкинское поднятие — седиментационно-тектоническое. В пермских отложениях оно является структурой облекания рифа сакмарского возраста, место заложения которого предопределено Малокинельским разломом фундамента. В девонских отложениях участок поднятия имеет более сложное строение, обусловленное тектоническими движениями. Садкинский разрыв осадочных пород представляет собой не трещину растяжения без смещения по падению и простирацию, затухающую на глубине (Копрова и др., 1961), а является продолжением в осадочном чехле Малокинельского разлома фундамента. Последний выделяется многими исследователями (Фотиади, 1958; Годин, 1958; Клубов, Свищев, 1963; Клубов и др., 1966, 1968; Неволин и др., 1968) на основании геолого-геофизических данных и прослеживается на несколько десятков километров.

На участке Садкинского разрыва опущен северный блок. Амплитуда вертикального смещения увеличивается с глубиной от 7—8 м по поверхности палеозойских отложений (по Никитину, 1936 г.) до 10—15 м по кровле калиновской свиты казанского яруса пермской системы. Наблюдения в горных выработках (7-й и 8-й слоевые, а также 113-й откаточный штрек) позволили установить, что асфальтитовое месторождение претерпело пострудные подвижки двух типов: продольные и поперечные. Продольные пострудные подвижки, происходившие после приобретения асфальтитом хрупкой консистенции, связаны с движениями вдоль Садкинского разрыва. Они образовали в эндоконтактах жилы зеркала скольжения и зоны интенсивного (до состояния мелкой крошки) дробления рудного тела. Штриховатость на зеркалах скольжения в асфальтите имеет западное падение под углом около 30° к горизонту, что свидетельствует о смещении всего северного крыла жилы на запад (вниз) и позволяет, во-первых, классифицировать Садкинский разрыв как левый сбрососдвиг, во-вторых, ориентировочно определить амплитуду горизонтального смещения в 15—30 м.

Поперечные пострудные подвижки выражены многочисленными (не менее 10) сдвигами северо-восточного и северо-западного простираний с амплитудами смещений до 10—15 м и зонами сильнейшей тектонической трещиноватости. Густота трещин в последних достигает 100—150 на 1 п. м. (№ 12 на фиг. 1). Одним из поперечных сдвигов (№ 8 на фиг. 1) является границей между западным обводненным и восточным сухим участками месторождения. Другие определяют участки интенсивного развития ксенолитов вмещающих пород в асфальтите. Имеющийся материал позволяет лишь предположительно судить о природе поперечных сдвигов. Они могли возникнуть при сдвиговой деформации вдоль Садкинского разрыва за счет перекоса отдельных блоков в его крыльях и должны затухать с глубиной.

Остается неясной роль разрывного смещения на восточном выклинивании жилы (№ 16 на фиг. 1). Его существование и пострудный сдвиговый характер не вызывают сомнений и подтверждаются, с одной стороны, конфигурацией жилы на дневной поверхности¹, а с другой — горными выработками на глубинах 12 и 24 м, где асфальтитовая жила «обрезана плоскостью сброса» (Копрова и др., 1961). Другими словами, в верхней части разреза к востоку от сдвига жила не установлена. Однако в интервале глубин 85—140 м (4-й и 5-й, а также 3-й и 6-й восточные слоевые штреки соответственно горизонтов 113 и 158 м) она прослежена шахтными выработками в восточном направлении еще на 30—40 м. Здесь жила поворачивает к югу, уменьшаясь в мощности до 2 м, ее полное выклинивание и точные контуры не установлены, сдвиг, ограничивающий жилу в верхней части разреза, не обнаружен.

¹ Мощность жилы на восточном выклинивании резко уменьшается от 8—10 м до нуля, причем короткий (10—15 м) отрезок ее имеет юг-юго-восточное простираание.

Видимое противоречие между изложенными фактами устраняется, если допустить, что рассматриваемый разрыв либо уже затухает на глубинах 85—140 м, либо просто не обнаружен из-за отсутствия геологических наблюдений в тот период, либо имеет восточное падение 45—60° и поэтому не пересекается горными выработками на указанных глубинах. В любом случае пострудный характер сдвига позволяет допустить, что восточное продолжение жилы в верхней части разреза существует и смещено к югу на 50—80 м.

Таким образом, территория Садкинского асфальтитового месторождения характеризуется интенсивным развитием разрывной тектоники с преобладанием пострудных сдвиговых смещений субширотного и субмеридионального простираний, значительно усложнивших первоначальную структуру месторождения.

Малокинельский разлом фундамента, с которым генетически связаны и Садкинское брахиантиклинальное поднятие, и разрыв осадочной толщи, вмещающий асфальтитовую жилу, имеет древнее, по крайней мере допалеозойское заложение и длительную историю развития. Палеотектонический анализ позволяет заключить, что подвижки по этому разлому возобновлялись многократно на герцинском и альпийском этапах развития. По этой причине разлом фундамента должен быть выражен в палеозойских отложениях разрывными смещениями, если не по всей своей протяженности, то хотя бы на отдельных участках, из которых известен пока лишь Садкинский.

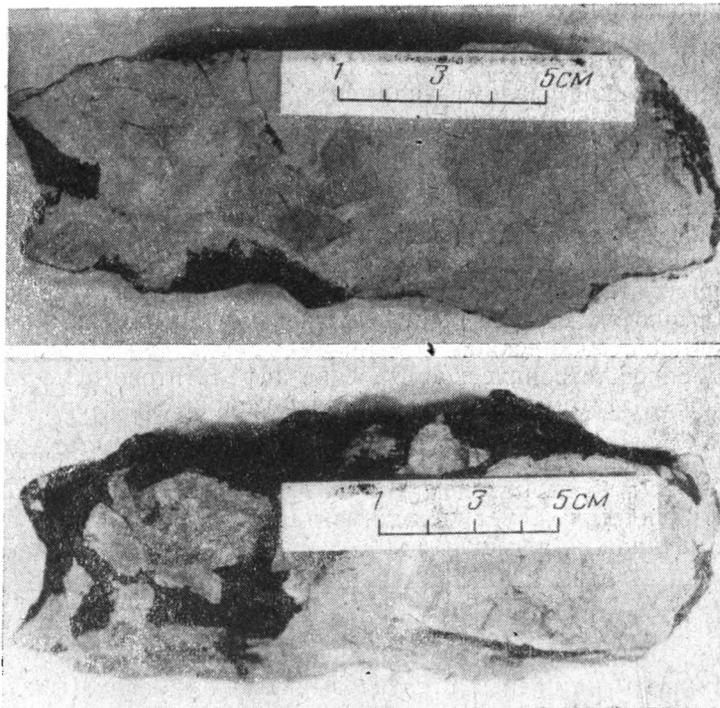
Современное тектоническое строение асфальтитового месторождения является результатом до- и пострудных тектонических движений по разлому.

Формирование Садкинского разрыва началось задолго до образования жилы, еще на герцинском этапе развития Малокинельского разлома, о чем свидетельствует конседиментационное увеличение амплитуды разрыва, начиная по крайней мере с казанского века верхнепермской эпохи. В результате этих движений северное крыло разрыва опустилось. Более поздние дорудные движения по Садкинскому разрыву относятся уже к альпийскому этапу развития. Они произошли в начале мезозоя и привели к образованию тектонической брекчии, которая встречается в экзоконтактах жилы на разных стратиграфических уровнях (фиг. 2, а). Образец взят из отложений малокинельской свиты пермской системы. Эти дорудные брекчии сцементированы тонкообломочным материалом вмещающих пород. Асфальтит в них присутствует только в эпигенетических трещинах, секущих и цемент, и обломки. Полное отсутствие твердых битумов в цементе дорудных брекчий интерпретируется совершенно однозначно: в начале мезозоя в недрах этой территории не существовало сколько-нибудь значительных скоплений нефти. Когда более поздние тектонические движения вновь оживили Садкинский разрыв, из отложений девона, карбона и перми по нему устремились углеводородные флюиды. Их залежи, накопившиеся в недрах Садкинского поднятия за время между последней дорудной и рудной подвижками по разрыву, были уничтожены. При этом образовалась асфальтитовая жила. Таким образом, рудогенная фаза тектонических движений произошла позднее раннего мезозоя, но до наступления четвертичного периода. Времени, прошедшего с момента образования жилы, оказалось достаточно для накопления современных залежей нефти и газа Садкинского месторождения в отложениях девона и перми. Первичное месторождение нефти, разрушенное разрывом и давшее исходный материал для образования асфальтита, состояло, вероятно, преимущественно из турнейской залежи, девонская и пермская залежи были небольшими. Об этом свидетельствует распределение так называемой «густой окисленной» нефти.

Другими словами, установленные факты позволяют предположить, что Садкинское нефтегазовое месторождение было сформировано дваж-

ды в интервале времени позднее раннего мезозоя, но раньше четвертичного периода.

Изложенный материал позволяет установить основные критерии поисков жильных месторождений асфальтита, аналогичных Садкинскому. К ним относятся: 1) существование крупных разломов, секущих осадочную толщу, содержащую залежи нефти; 2) наличие ореола измененных пород, сульфидной и прочей минерализации; 3) присутствие в разрезе независимо от стратиграфической приуроченности и глубины «густых окисленных» нефтей, а тем более асфальтитов.



Фиг. 2. Тектоническая брекчия из зоны Садкинского разрыва
a — дорудная, ее обломки цементируются исключительно терригенным материалом, асфальтит присутствует в эпигенетических трещинах; *b* — рудная, ее обломки содержат дорудную брекчию и цементируются исключительно асфальтитом

Используя указанные поисковые критерии в районах северо-запада Оренбургской области, к числу наиболее перспективных для обнаружения жильных месторождений асфальтитов можно отнести следующие территории: зону Малокинельского разлома по всей ее протяженности; зону Туймазино-Бавлинского глубинного разлома; зону Большекинельского глубинного разлома в районе Бесединской и Алферовской площадей, где автором обнаружены проявления жильного кварца (скв. 620 — Беседино) и крупнокристаллического сфалерита (скв. 408 — Алферово). Первый обнаружен в отложениях сосновской, а второй — калиновской свит казанского яруса пермской системы.

На перспективных участках, выделенных по какому-то одному из поисковых признаков, следует проводить детальные поиски с помощью других. Только сочетание всех поисковых критериев позволит достоверно установить факт существования и местоположение асфальтитовой жилы. При поисках следует учитывать возможность существования слепых рудных тел.

ЛИТЕРАТУРА

- Годин Ю. Н.* Комплексные региональные геофизические исследования юго-востока Русской платформы.— Геология нефти, 1958, № 5.
- Клубов В. А., Свищев М. Ф.* Геологическое строение, нефтеносность и условия сохранности залежей нефти и газа в палеозойских отложениях Оренбургской области.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность Волго-Уральской области и сопредельных районов. М., Гостеолиздат, 1963.
- Клубов В. А., Нечитайло С. К., Петропавловский В. В., Поповин В. В.* Новая схема глубинной тектоники Волго-Уральской области.— Докл. АН СССР, 1966, т. 169, № 4.
- Клубов В. А., Нечитайло С. К., Петропавловский В. В., Аверкин В. Д., Большаков Ю. А., Дмитриева Б. И., Кротович А. Т., Малкин С. П., Попова Л. В., Поповин В. В., Скворцова Е. Н., Хаханова И. Н., Якобсон Г. П.* Геологические закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской области.— Тр. ВНИГНИ, вып. XVII. М., «Недра», 1968.
- Копрова Н. А., Андреев В. Н., Ведунова Н. К., Кузьминова М. Г., Поляков К. В.* Условия образования жильных месторождений асфальтитов на территории Куйбышевской и Оренбургской областей. Куйбышев, 1961.
- Неволин Н. В., Богданова С. В., Лалинская Т. А., Подоба Н. В., Ртищева В. Ф., Серова А. Д.* Основные черты строения фундамента Восточно-Европейской платформы.— Междунар. геол. конгр., XXIII сес., М., «Недра», 1968.
- Фотиади Э. Э.* Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения.— Тр. ВНИИГеофизика, вып. IV, 1958.

Южноуральское отделение ВНИГНИ,
Оренбург

Дата поступления
31.X.1977

МЕТОДИКА

УДК 552.579 : 551.71/72

МЕТОД ИЗВЛЕЧЕНИЯ НЕРАСТВОРИМОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ИЗ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

Э. А. РАЗВОЗЖАЕВА

Проблема изучения нерастворимого органического вещества (НОВ)¹ — одна из основных в органической геохимии. Сложность этой проблемы заключается прежде всего в трудности извлечения НОВ. Процесс выделения НОВ весьма длительный и далеко не всегда эффективный, так как получаемые концентраты НОВ обладают высокой зольностью (Руководство по анализу..., 1966). Кроме того, деминерализация пород, связанная с применением минеральных кислот, приводит к некоторому изменению структуры исходного ОВ (Сахбу, 1970). Поэтому разработка новых методов выделения НОВ является первостепенной задачей.

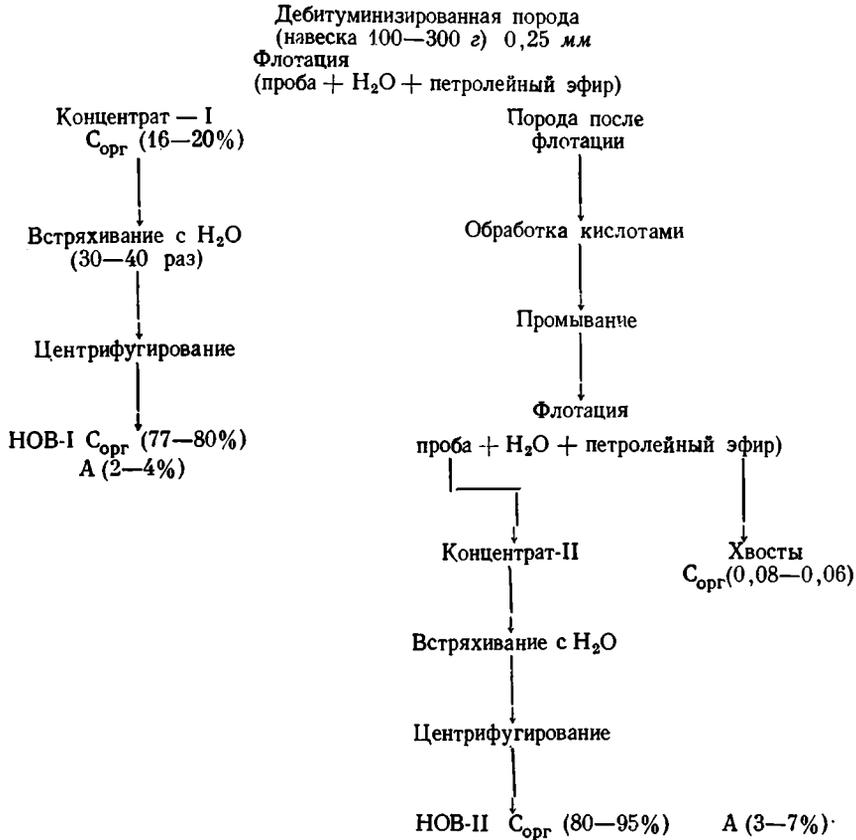
Объектом исследования данной работы являются верхнепротерозойские первично-осадочные метаморфические породы Байкало-Патомского нагорья. В разрезе патомской серии Ленского золотоносного района мощностью 14—15 км широко развиты породы с повышенным содержанием ОВ в бугарихтинской, джемкуканской, валюхтинской, вачской и анангрской свитах (Органическое вещество..., 1976). Ведущее место занимают олигомиктовые алевросланцевые породы, насыщенные осадочно-диагенетическими сульфидами и Fe—Mg-карбонатами (джемкуканская и валюхтинская свиты). Минеральный состав сланцев описан ранее (Органическое вещество..., 1976; Петров, Макрыгина, 1975). ОВ углистых сланцев валюхтинской свиты зеленосланцевой фации (скважина 292, интервал 88—93 м; $C_{орг}$ 0,99%) и ОВ углистых сланцев джемкуканской свиты из эпидот-амфиболитовой фации («Стрелочный»; скважина 2; интервал 114,2—642 м, $C_{орг}$ 4,26%) представлено тонкорассеянным дисперсным углеродистым веществом и незначительным количеством битумоидов (Петров, Макрыгина, 1975). Основную массу ОВ углистых сланцев составляет НОВ.

Для извлечения НОВ предлагается следующий метод (вывод). Ход анализа. Измельченная до 0,25 мм и дебитуминизированная порода (навеска 100—300 г) заливается смесью воды (600—700 мл) и петролейного эфира (50 мл). Смесью перемешивается при помощи диспергатора² (3000 об/мин) в течение 2—3 мин. В некоторых породах ОВ легко извлекается встряхиванием смеси в делительной воронке. При отстаивании

¹ НОВ — нерастворимое в органических растворителях органическое вещество.

² Флотационная машина (ФМ-2), в которой импеллер заменен насадкой.

Схема выделения НОВ и характеристика продуктов анализа



в слое петролейного эфира концентрируется ОВ. Извлечение ОВ из нижнего слоя с добавлением новой порции петролейного эфира производится многократно. Фракции ОВ в петролейном эфире объединяются, помещаются в делительную воронку с водой и энергично встряхиваются. После отстаивания нижний водный слой отделяется и в воронку снова добавляется вода. Операция повторяется 30—40 раз, далее концентрат НОВ сушится до постоянного веса и проверяется на зольность. Для более полной очистки ОВ проводится его центрифугирование. Концентрат НОВ смачивается водой (25—30 мл) и помещается в пробирку для центрифугирования, в которую предварительно вставлена рентгеновская пленка, очищенная от эмульсии. Центрифугирование проводится при 5000 об/мин. С верхней части высушенной пленки снимается ОВ наиболее высокой степени чистоты.

Выделение оставшегося в породе НОВ проводится обычной кислотной обработкой с последующей флотацией. Количественный выход НОВ составляет около 40% исходного. Потери НОВ в ходе анализа связаны с процессами фильтрации и промывания.

НОВ докембрийских метаморфических сланцев (НОВ-I и -II) представляет собой две формы, соответствующие морфогенетическим типам проявлений ОВ (Сидоренко, Сидоренко, 1975). НОВ-I — свободная тонкодисперсная форма проявлений углеродистого вещества. НОВ-II — сорбированная межзерновая и микротрещинная форма ОВ пород, которая извлекается только после разрушения структуры минералов исследуемых пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Руководство по анализу битумов и рассеянного органического вещества горных пород.
«Недра», Л., 1966.
- Saxby J. D.* Chemical Geology, 1970, v. 6, No. 3.
- Органическое вещество в современных и ископаемых осадках. Тезисы докладов V Все-
союзного семинара. М., Изд-во МГУ, 1976.
- Петров Б. В., Макрыгина В. А.* Геохимия регионального метаморфизма и ультраме-
таморфизма. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В.* Органическое вещество в метаморфических поро-
дах докембрия. М., «Наука», 1975.

Вост.-Сиб. НИИГГИМС,
Иркутск

Дата поступления
12.VIII.1977

ХРОНИКА

УДК 06

О ПЛЕНУМЕ МЕЖДУВЕДОМСТВЕННОГО ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО КОМИТЕТА

В. Н. ХОЛОДОВ, В. В. ЕРЕМЕЕВ

С 21 по 22 февраля 1978 г. в Москве в здании Геологического института АН СССР состоялся пленум Междуведомственного литологического комитета при Отделении геологии, геохимии, геофизики Президиума Академии наук СССР. Пленум был посвящен рассмотрению основных проблем современной литологии и возникших в связи с ними задачах Междуведомственного литологического комитета.

Хронологически заседания пленума совпали с существенной реорганизацией руководства комитета; постановлением от 12 января 1978 г. Президиум АН СССР в соответствии с личной просьбой освободил акад. А. В. Сидоренко от обязанностей председателя и утвердил новым председателем члена-корр. АН СССР П. П. Тимофеева. За многолетнюю плодотворную деятельность акад. А. В. Сидоренко была объявлена благодарность.

На первом заседании с большим программным докладом выступил председатель Междуведомственного литологического комитета члена-корр. АН СССР *П. П. Тимофеев*. Им было показано, что советская литология вступила в новую фазу своего развития. Эта наука стоит перед необходимостью создания глобальной теории осадочного породо- и рудообразования.

В связи с поставленной задачей существенно меняются и главные объекты геологических исследований. На новом этапе своего развития литология должна сосредоточить внимание на изучении крупномасштабных объектов, таких, как отдельные бассейны осадконакопления или региональные области питания. Докладчик отметил, что современными литологическими исследованиями должны быть охвачены наиболее крупные и типичные седиментационные бассейны, бассейны породообразования, геологические формации, разнообразные осадочные полезные ископаемые.

Изучение крупномасштабных литологических объектов не может проводиться изолированно друг от друга. Суммарным итогом литологических исследований должна явиться проблема глобальной корреляции разнообразных осадочных и вулканогенно-осадочных процессов в истории Земли.

Текст доклада П. П. Тимофеева публикуется в этом же номере нашего журнала.

Пленум заслушал также содоклады председателей секций Междуведомственного литологического комитета. Они были посвящены направлению развития исследований по отдельным проблемам.

Проблеме исследований в области минералогии и физических методов исследования осадочных пород был посвящен доклад *А. Г. Коссовской*. Особое внимание докладчик уделил некоторым минералогическим результатам глубоководного бурения морских и океанских толщ. На примере цеолитов и глинистых минералов группы монтмориллонита были рассмотрены возможности региональной корреляции вулканической деятельности и процессов субсинхронного океанического минералообразования. В докладе были освещены также результаты трех совещаний по применению точных физических методов исследования в литологии.

В докладе члена-корр. АН СССР *Н. Б. Вассоевича* были охарактеризованы важнейшие направления исследований в области нефтяной литологии. Подчеркнув огромное народнохозяйственное значение нефтяной литологии, докладчик коротко описал отдельные достижения науки. В качестве первоочередных были признаны задачи изучения изменения коллекторов на больших глубинах, формирования литологически экранированных залежей нефти, детальное изучение свойств флюидоупоров—глинистых покрышек, экранирующих залежи нефти и газа, которые на значительной глубине теряют свою относительную проницаемость, детальное изучение карбонатных коллекторов. Не менее важной задачей являются исследования геохимических свойств органического вещества, особенно тесно связанного с нефтематеринскими глинами. Важнейшей теоретической проблемой нефтеобразования докладчик считает воссоздание геологиче-

ской истории нефтематеринских отложений. Именно этому вопросу будет посвящен специальный доклад на XI Всесоюзном литологическом совещании.

Докладчик рассказал также о результатах пяти семинаров, посвященных геохимии органического вещества, а затем отметил организацию совещаний по палеогеографическим методам исследования ловушек, по изучению пород флюидоупоров и исследованию коллекторов нефти на больших глубинах.

В докладе председателя секции литологии вулканогенно-осадочных пород В. А. Соколова был произведен краткий обзор проведенных семинаров и намечены важнейшие задачи в области изучения влияния вулканизма на осадочный процесс. Докладчик подчеркнул необходимость широкого и разностороннего исследования палеовулканизма с целью разработки представления об эволюции вулканических процессов в истории Земли. Он указал также на то, что современные успехи космических исследований позволяют изучать вулканизм на космических объектах. Особое значение докладчик придает развитию традиционного формационного направления, которое должно охватывать не только вулканогенно-осадочные толщи континентального блока, но и аналогичные образования океанического дна. По мнению В. А. Соколова, комплекс вопросов, связанных с изучением вулканизма, не был бы полным без детального изучения вторичных изменений вулканогенных пород методами стадийного анализа.

Все перечисленные направления, закончил докладчик, должны найти свое организационное отражение в ряде семинаров, намеченных бюро секции на ближайшее пятилетие.

В докладе председателя секции литологии осадочных руд железа, марганца и алюминия Д. Г. Сажоженкова были провозглашены три принципа, проводившиеся в работе секции: 1) комплексное изучение родственных полезных ископаемых; 2) концентрация внимания на вопросах генезиса осадочных руд, которому в производственных организациях не уделяется должного внимания; 3) коллективное решение проблем прогнозирования и внедрения их в деятельность промышленности и геологических управлений. Докладчик предложил в ближайшее время сосредоточить внимание секции на обсуждении генезиса карстовых и латеритных бокситов, особенно в ряде районов Урала; обсудить проблему происхождения докембрийских железных руд КМА и связанных с ними бокситов и рассмотреть представления о происхождении железомарганцевых руд Атагуйского района Казахстана. Кроме того, отметил докладчик, следует особое внимание обратить на рудные объекты восточных районов страны, на которых сейчас сосредоточены усилия многих организаций.

В сообщении председателя секции осадочных руд и цветных и редких металлов В. Н. Холодова было отмечено, что месторождения, которыми занимается секция, представляют собой чрезвычайно сложную, а также генетически и морфологически разнообразную группу образований. Их часто именуют «стратиформными месторождениями», однако этот термин имеет чисто морфологический смысл и не может быть признан удачным. Строго говоря, объектами секции являются месторождения руд цветных металлов (меди, свинца и цинка), редких элементов (редкие земли, цирконий, гафний, селен, фений, индий и др.) и радиоактивных элементов (уран, радий).

Важнейшая особенность месторождений редких элементов заключается в том, что в их формировании принимают участие как эндогенные, так и экзогенные факторы. Выяснение относительной роли каждой группы этих факторов — главная задача дальнейших исследований.

Изучая рудные редкометалльные месторождения с позиций их экзогенного происхождения, необходимо особое внимание уделять проблемам материнских источников питания, связи оруденения с определенными типами литогенеза и в первую очередь с климатической зональностью, характеристике фациального положения оруденения и выяснению роли диагенетических преобразований в формировании руд. Особенно важную задачу составляют поиски современных аналогов древних редкометалльных месторождений.

При изучении редкометалльных рудных месторождений с позиций их вторичного «наложенного» происхождения особое внимание требует разработка представлений о рудных ассоциациях или парагенезах, о вторичных околорудных изменениях, таких, как доломитизация, окремнение, баритизация и др., об эпигенетической зональности оруденения и о его пространственно-временных взаимоотношениях с эндогенным оруденением, выявление влияния структурного контроля и поведения редкометалльных скоплений в процессе регионального катагенеза и метаморфизма.

Систематическое обсуждение всех этих поставленных вопросов и должно составлять главное направление работы секции на ближайшие пять лет.

Важная особенность редкометалльных месторождений заключается в их неравномерной изученности; если в области изучения руд урана и других радиоактивных элементов достигнуты значительные методические успехи, то стратиформные руды свинца, меди и цинка исследуются несравненно хуже. Поэтому чрезвычайно важно организовать совместные семинары, на которых разные исследователи могли бы обменяться новейшими методическими достижениями.

В заключение докладчик охарактеризовал деятельность секции с 1970 г. и поделился с присутствующими планами на будущее.

Задачи угольной геологии обсуждались в докладе председателя секции литологии угленосных формаций и петрологии углей члена-корр. АН СССР П. П. Тимофеева.

Докладчик отметил, что в настоящее время наша страна стоит перед необходимостью создания новых научных коллективов, разрабатывающих проблемы угольной литологии. Наиболее важными задачами угольной геологии следует считать: 1) изучение эволюции торфонакопления, углеобразования и образования «черных» сланцев в доступной нам части истории Земли; 2) разработка представлений об угленосных формациях как образованиях закономерно связанных с осадочным процессом и геотектоникой; 3) исследование процессов торфонакопления как начальной стадии формирования угольных месторождений; 4) изучение рассеянного органического вещества, распределение и преобразование которого, с одной стороны, тесно связано с вопросами угленакопления, а с другой — определяют особенности процессов минералообразования, широко идущие в пределах стратисферы.

Далее докладчик особое внимание обратил на необходимость детальных углепетрографических исследований и особенно исследований, связанных с разработкой классификаций гумусовых, а также сапропелевых углей и «черных» сланцев. Он отметил, что решение этой задачи определяет успехи многих генетических построений в угольной геологии.

В заключение докладчик подчеркнул, что исследования угленосных отложений в настоящее время находятся на такой стадии, что бесспорно могут явиться серьезной основой для разработки национальной программы корреляции геологических процессов.

С кратким сообщением о задачах работы секции литологии осадков современных морей и океанов выступил новый ее председатель — член-корр. АН СССР А. П. Лисицин. Он подчеркнул, что в связи с глобальными задачами, стоящими перед литологией, особо важное значение приобретает литология осадков морей и океанов. С океанами связан целый ряд ценных полезных ископаемых: на шельфе его сосредоточены большие запасы нефти и редкометалльных россыпей, в зонах апвеллингов формируются скопления фосфоритов. Океаническое дно покрыто колоссальными слоями железомарганцевых конкреций, а в районах срединных хребтов накапливаются пластовые руды Fe и Mn. Между тем, отметил докладчик, исследованиям океана уделяется недостаточно внимания и в этой области литологии отчетливо наметилось отставание. В ближайшее время необходимо ликвидировать этот пробел путем стирания организационных барьеров между морскими геологами и геологами классической школы; А. П. Лисицин предложил усилить публикацию трудов океанологов, привлекая на помощь не только Междуведомственный литологический комитет, но и различные министерства и ведомства.

В обсуждении доклада члена-корр. АН СССР П. П. Тимофеева и содокладов членов бюро приняли участие Г. Ф. Крашенинников, А. С. Соколов, Н. Б. Вассоевич, А. И. Осипова, П. В. Зарицкий, Г. А. Каледы, В. И. Троицкий, Н. П. Хожаннов, Н. А. Еременко, Е. В. Шанцер, В. П. Петров, Н. И. Погребенов, Ю. П. Казанский, В. А. Бровков, В. А. Гроссгейм, П. Т. Тажибаева, Ч. М. Халифа-Заде, Н. Н. Предтеченский, В. В. Нарбутас.

Пленум постановил считать программный доклад члена-корр. АН СССР П. П. Тимофеева охватывающим все аспекты современной литологии и отражающим историко-генетический и системный подходы. Намеченные в докладе пять основных направлений в развитии литологической науки бесспорно могут служить основой для ее развития на ближайшие 10—15 лет. Пленум одобрил также заслушанные содоклады председателей секций. В выступлениях П. В. Зарицкого, Н. А. Хожаннова, Г. Ф. Крашенинникова, Н. В. Логвиненко, Н. Б. Вассоевича и др. было отмечено, что Министерство высшего образования не уделяет достаточного внимания подготовке специалистов-литологов в вузах страны. Во многих вузах отсутствуют кафедры литологии, а программы преподавания этого предмета чрезвычайно сокращены. Отсутствие должного внимания к такой важной проблеме как подготовка молодых специалистов-литологов весьма неблагоприятно отражается на практической деятельности геологической службы СССР.

В выступлениях Н. Н. Предтеченского, А. И. Осяповой и ряда других участников было подчеркнуто, что массовое осуществление геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в стране требует существенного усиления качества литологических исследований. В связи с этим было выдвинуто предложение для оказания помощи литологам-практикам переиздать справочник «Методы изучения осадочных пород» (М., Госгиптехиздат, 1957).

В выступлениях Г. А. Каледы, Н. Б. Вассоевича, Ч. М. Халифа-Заде отмечалась желательность усиления координации разнообразных литологических работ, проводящихся в СССР. Для этого необходимо в первую очередь организовать строгий учет разнообразных литологических ячеек.

На второй день работы пленум Междуведомственного литологического комитета заслушал отчет региональных отделений комитета: Сибирского (В. И. Бгатов), Казахского (член-корр. АН Казахской ССР П. Т. Тажибаева), Среднеазиатского (В. И. Троицкий), Прибалтийского (В. В. Нарбутас), Азербайджанского (Ч. М. Халифа-Заде) и Украинского межведомственного литологического комитета (Е. В. Шнюков) и обсудил их перспективные планы на 1978 г. Пленум постановил одобрить отчеты региональных отделений комитета.

Для обеспечения успешной организации и выполнения научных исследований в области литологии пленум Межведомственного литологического комитета вынес следующее решение:

- 1) разработать и широко обсудить научную программу литологических исследований на ближайшие 10—15 лет;
- 2) рассмотрению и обсуждению этой программы посвятить одиннадцатое Всесоюзное литологическое совещание, намеченное на 1979 год;
- 3) просить Президиум АН СССР, Министерство геологии, Министерство нефтяной и газовой промышленности СССР войти с ходатайством в Госплан СССР с предложением об организации широкой подготовки специалистов-литологов на базе существующих факультетов вузов страны;
- 4) начиная с 1978 г., приступить к составлению сводных координационных планов по литологическим проблемам курируемым комитетами;
- 5) установить контакты с различными ведомственными и межведомственными комитетами, связанными с разработкой научных проблем в области литологии;
- 6) в целях оказания помощи министерствам и ведомствам по проведению крупномасштабной геологической съемки организовать переработку и переиздание книги «Методы исследования осадочных пород» 1957 года издания;
- 7) обязать председателей секций ежегодно составлять тематические обзоры по проблемам каждой секции. Выяснить возможность проведения следующего X Международного конгресса по седиментологии в Советском Союзе;
- 8) усилить руководство региональными комиссиями Межведомственного комитета и организовать новые филиалы комитета в крупных регионах СССР;
- 9) начать организацию секционных и межсекционных групп и представителей различных секций комитета для решения отдельных наиболее важных комплексных научных проблем литологии;
- 10) пересмотреть материалы по уточнению состава региональных литологических комитетов.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
12.VI.1978

УДК 553.64

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ФОСФОРИТОВ, ВСЕСОЮЗНЫЙ СЕМИНАР 1977 г.

Ю. Н. ЗАНИН

С 11 по 13 мая 1977 г. в Академгородке Новосибирска состоялся Всесоюзный семинар «Вещественный состав фосфоритов»¹, организованный комиссией по координации работ в области поисков фосфоритов и калийных солей на территории Сибири и Дальнего Востока при Президиуме СО АН СССР, Институтом геологии и геофизики СО АН СССР и секцией литологии фосфоритоносных и галогенных формаций Междудомственного литологического комитета СССР. На семинаре присутствовало 115 специалистов из 59 организаций Министерства геологии СССР, министерств геологии союзных республик, Министерства химической промышленности СССР, АН СССР, АН союзных республик, министерств высшего и среднего специального образования СССР и союзных республик.

Программа семинара отвечала двум основным темам: 1 — химико-минералогические и петрографические особенности фосфоритов, их геолого-генетическая интерпретация и влияние на технологические и агрономические свойства; 2 — исследование состава и структуры фосфатов кальция фосфоритов физическими методами. На семинаре было представлено 45 докладов, из которых 25 заслушано на пленарных заседаниях и 20 рассмотрено стендово-демонстрационным методом. Тезисы докладов опубликованы к началу семинара (1977).

Семинар открыл председатель оргкомитета акад. *А. Л. Янин*, остановившийся в своем вступительном слове на задачах, стоящих перед специалистами в области фосфатной геологии. Он отметил существенное расширение за последние 10—15 лет тематики исследований в области геологии и состава фосфоритов, углубление этих исследований, привлечение новых методов анализа.

А. С. Соколов дал обзор основных направлений в изучении вещественного состава фосфоритов, подчеркнул более углубленный анализ их преобразования на постседиментационных стадиях литогенеза, наметил пути дальнейших исследований состава фосфоритов. *В. З. Блисковский* обосновал существование непрерывного ряда фторсодержащих апатитов по присутствию карбонат-иона — от фторапатита до курскита, высказал предположение о существовании группы $C_2O_4^{2-}$ в подолите и даллите. *Н. А. Красильникова* рассмотрела принципы типизации фосфоритовых руд, охарактеризовала основные промышленные их типы и отметила целесообразность такой типизации с учетом литологического, химического, минерального составов и т. д. на каждой стадии изучения фосфоритного месторождения.

В докладе *Ю. Н. Занина* с соавторами показано, что в процессе природного выветривания и экспериментального воздействия кислой среды и сверхтонкого измельчения происходит повышенный вынос из структуры апатита фтора по сравнению с кальцием и фосфором и вынос кальция по сравнению с фосфором. При этом степень совершенства кристаллической структуры ухудшается.

Б. Г. Гуревич на Ухагольском и некоторых других месторождениях Хубсугульского бассейна наблюдал все стадии замещения микрозернистого и пеллетного доломита фосфатом, огибание слоями фосфата раннедиагенетических кремнистых конкреций, что указывает на формирование фосфорита в диагенетическую стадию. *П. Л. Безруков*, *Г. Н. Батурия* и *В. З. Блисковский* показали существенное отличие современных и позднечетвертичных фосфоритов с шельфов от фосфоритов подводных гор различных районов. *А. В. Ильин*, *Р. И. Волков* и *Г. И. Ратникова* в фосфоритоносных бассейнах Скалистых гор в США, Джорджина в Австралии и Хубсугульского в Монголии выделяют две группы фосфоритов — пеллетные, или зернистые, и непеллетные.

В докладе *М. А. Вейдерма* дана комплексная характеристика фосфатного сырья СССР на основе его химико-минералогической характеристики, структуры, растворимости, реакционной способности и удельного расхода реагентов в процессах кислотного разложения и термической переработки и др.

Л. М. Кривоуцкая доложила об исследовании некоторых изоморфных замещений в фосфатах кальция методом рентгеновского анализа, рассмотрела вопросы выбора отражений, связанных с определенными изоморфными примесями в апатите и методы определения содержания CO_2 в структуре апатита. *Р. Г. Кнубовец* обосновала присутствие в структуре апатита наряду с фосфатными тетраэдрами также пиррофосфатных групп; в природных апатитах выявлено два типа мостиковых связей P—O—P . *В. Н. Столповская* показала присутствие в магматических апатитах с низким содержанием CO_2 трех сортов ионов CO_3^{2-} в позициях PO_4^{3-} и пришла к выводу, что структурное положение их зависит от типа и содержания анионов по оси b_z .

Л. Г. Гилинская охарактеризовала впервые идентифицированные в апатите новые парамагнитные центры: Cu^{2+} , SO_3^- , Cl^- — O^- , Cl^- — O^- — Cl^- . *А. М. Вахрамеев* и *С. П. Габуда* сообщили об определении структурных параметров апатита на основе ЯМР, рассмотрели на основе предполагаемой кластерной модели дефектов на оси b_z при замещении F на OH типы дефектов и оценили расстояния между атомами H^1 , F^{19} и P^{31} в местах нарушения решетки. *З. В. Васильева* рассмотрела нередко наблюдающийся дефицит одновалентных анионов, объясняющийся, по ее мнению, присутствием в эпитаксиальном сростании с апатитом тетракальциевого фосфата $\text{Ca}_4\text{P}_2\text{O}_6$.

В докладе *М. И. Карповой* с соавторами «Методы f и (ρ, α) радиографии в исследовании распределения урана и бора в фосфоритах различных генетических типов» показана роль этих методов для выявления в фосфоритах минералов — носителей урана и бора и в прослеживании миграции и концентрации указанных элементов на различных стадиях формирования и преобразования фосфоритов.

Т. С. Кузьмина привела данные по характеристике адсорбированной и конституционной воды в фосфатах кальция и температурные интервалы ее выделения. *М. Э. Пылдме* проводил термогравиметрический анализ флотационных концентратов фосфоритов различных месторождений и установил, что потери массы при нагревании до температуры 1000°C (максимальная температура ранее проводимых термических исследований апатита) составляют лишь половину потерь, наблюдаемых при нагревании до 1500°C . *М. А. Беляков* показал возможность радиоактивного контроля содержания P_2O_5 в рудах и продуктах их обогащения, а по величине отношения $\text{U} : \text{Th}$ — степень разубоживания руды глауконитом и глинами.

Были заслушаны доклады о плотности фосфатов кальция фосфоритов различных типов (*В. З. Блисковский* и *А. Ю. Беляков*) и их удельной поверхности (*С. И. Борисова* и *И. Г. Красильникова*). Эти показатели могут быть использованы для определения кагагенетических преобразований фосфатов.

В принятом решении рекомендуется дальнейшая разработка принципов типизации руд, расширение и углубление изучения минералогии фосфатного вещества фосфоритов, дальнейшее внедрение физических методов исследования, расширение работ по анализу вторичных преобразований фосфоритов, в том числе используя моделирование природных процессов. Секции литологии фосфоритоносных и галогенных формаций поручено начать работу по упорядочению терминологии фосфатной геологии.

Следующее (пятое) Всесоюзное совещание по фосфатной геологии намечено провести в 1980 г.

Институт геологии и геофизики
СО АН СССР,
Новосибирск

Дата поступления
14.XII.1977

¹ Тезисы Всесоюзного семинара «Вещественный состав фосфоритов» 11—13 мая 1977 г. Новосибирск. Изд. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1977.



К ШЕСТИДЕСЯТИЛЕТИЮ П. П. ТИМОФЕЕВА

14 ноября 1978 г. исполняется 60 лет со дня рождения крупного литолога, профессора, доктора геолого-минералогических наук, члена-корреспондента АН СССР, лауреата Государственной премии СССР Петра Петровича Тимофеева.

П. П. Тимофеев окончил геолого-почвенный факультет Московского университета в 1943 г. С этого времени вся его научная деятельность посвящена развитию генетического направления в угольной геологии и литологии, одним из лидеров которого он является.

С 1947 по 1950 г. П. П. Тимофеев учился в аспирантуре. Его руководителем был ученый с мировым именем, член-корреспондент АН СССР, ныне покойный Ю. А. Жемчужников, который являлся также одним из основоположников угольной геологии и петрологии углей того времени. Именно в этот период определился творческий путь П. П. Тимофеева, когда он вместе с другими сотрудниками отдела геологии угля, руководимого В. С. Яблоковым, разрабатывал метод фациально-циклического анализа, явившегося позднее ключом теоретических построений в учении об осадочных геологических формациях, содержащих полезные ископаемые.

Работая с большим энтузиазмом, проявляя творческую инициативу и самостоятельность исследователя, Петр Петрович выявил условия осадконакопления угленосных свит верхней части среднего карбона на юго-западе Донбасса. Работая в комплексе с углепетрографами, он впервые раскрыл и объяснил связь генетических типов углей с палеогеографическими и палеотектоническими обстановками осадко- и торфообразования в карбоновое время и заложил основы генетической классификации углей.

В 1951 г. П. П. Тимофеев успешно защитил кандидатскую диссертацию. Дальнейшая его научная деятельность была связана с изучением угленосных формаций Донбасса, Урала, Тувы, Крыма, Кавказа, Украины, Средней Азии и Южной Сибири. Результаты этих работ изложены в более чем 180 публикациях. Именно в процессе своих работ П. П. Тимофеев существенно развил фациально-циклические исследования и сформулировал на этой основе методы детального комплексного литолого-фациального и формационного анализов, которые в дальнейшем стали основой изучения осадочных образований.

Наиболее важные творческие достижения почти 25 лет жизни Петр Петрович суммировал в докторской диссертации, которая посвящена исследованию юрских угленосных толщ Южной Сибири, включающих два крупнейших угольных бассейна СССР — Иркутский и Канско-Ачинский. Эти исследования опубликованы в двухтомной монографии в 1969 и 1970 гг., удостоенной Государственной премии СССР.

В монографии четко сформулирована сущность формационного анализа угленосных отложений как метода их историко-геологического познания. Эти представления по существу являются развитием идей основоположников учения о формациях Н. С. Шатского и Н. М. Страхова, а в угольной геологии — Ю. А. Жемчужникова. Применяя литолого-фациальный и формационный методы в изучении угленосных отло-

жений, П. П. Тимофеев раскрыл детали внутренних связей многих геологических явлений, характерных для юрской угленосной формации Южной Сибири. Им предложена новая корреляционная стратиграфическая схема юрских отложений Южной Сибири, которая отражает этапность разветвления и особенности строения угленосной формации в отдельных регионах. Принципиально важным моментом является установление четырех типов торфонакопления (побережный, долинно-речной, дельтовый, озерный), имеющих практическое значение при планировании поисковых работ на уголь на территории СССР. В работе излагаются принципы построения генетической классификации гумусовых углей, и предложена их классификация, являющаяся надежной основой определения их качества и путей рационального использования в промышленности. По широте и кругу проработанных вопросов это исследование уникально. Оно известно широкому кругу геологов не только в нашей стране, но и за рубежом.

Как профессионала-литолога П. П. Тимофеева глубоко интересуют вопросы вещественного состава и генезиса органического вещества как сконцентрированного в угольных пластах, так и рассеянного в минеральных осадках.

Разработанная Петром Петровичем совместно с Л. И. Боголюбовой генетическая классификация гумусовых углей СССР представляет собой стройную систему, в которой закономерно связаны между собой палеогеографические и палеотектонические обстановки осадконакопления, с одной стороны, с генетическими типами углей независимо от стадии их углефикации — с другой. Предложенная авторами классификация была принята Международным комитетом по петрологии углей как «Система геологического института Академии наук СССР» (Москва) наряду с существующими Западно-европейской и Американской системами.

Не менее оригинальны проводимые под руководством П. П. Тимофеева исследования по геохимии и углепетрографии рассеянного органического вещества. В серии журнальных статей при его участии раскрыта зависимость интенсивности углефикации рассеянного органического вещества от фациального типа осадка, его захоронившего. Это внесло существенные коррективы в прогноз стадий осадочного породообразования по органическому веществу как наиболее чувствительного индикатора геологической обстановки, широко используемого в нефтяной и угольной геологии.

В последнее время П. П. Тимофеев возглавлял в Геологическом институте АН СССР совершенно новые проблемы, связанные с анализом океанических формаций. Эти исследования, в которых он лично участвует, проводятся с целью установления истории геологического развития различных структурных областей дна Мирового океана, а также поисков в нем полезных ископаемых, в частности нефти и газа. Этот огромный фактический материал является также значительным дополнением для построения общей теории осадочных процессов.

Наряду с плодотворными научными исследованиями П. П. Тимофеев проводит огромную научно-организационную работу в нескольких направлениях.

Обладая большой эрудицией, чертами настоящего коммуниста и патриота Петр Петрович является ученым, достойно представляющим советскую геологическую науку на международных конгрессах, заседаниях комиссий и симпозиумах. Он вице-президент Международного комитета по петрологии углей, член Международного общества седиментологов и двух международных комиссий по изучению угля, член постоянного Международного комитета карбоновых конгрессов. П. П. Тимофеев является руководителем международного проекта ЮНЕСКО «Глобальная корреляция угленосных формаций» и членом консультативной комиссии «Осадочная петрология и физические свойства пород» проекта «ДЖОИДЕС».

Организационная деятельность Петра Петровича не ограничивается его специальностью. Он заместитель директора Геологического института АН СССР, заведующий сектором литологии, заведующий лабораторией литологии и геохимии терригенных формаций. П. П. Тимофеев был утвержден председателем специализированного Ученого совета Геологического института по защите докторских диссертаций. Он член редколлегии нашего журнала. С 1978 г. Петр Петрович — председатель Межведомственного литологического комитета АН СССР.

Родина высоко оценила деятельность члена-корр. АН СССР П. П. Тимофеева — он награжден орденом Трудового Красного Знамени и четырьмя медалями.

Свой 60-летний юбилей Петр Петрович Тимофеев встречает в расцвете сил, полный творческой энергии и широких научных замыслов. От души желаем дорогому юбиляру новых успехов в его творчестве — многогранном и плодотворном!

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 1978 ГОД

- Адамчук И. П., Пачаджанов Д. Н., Мельникова Н. Д., Валиев Ю. Я.* Поведение галлия и олова в мезозойском седиментогенезе Таджикской депрессии . . . № 6
- Азизов А. И., Тихвинский И. Н.* Закономерности распространения и накопления сульфатных солей калия в Предуральско-Прикаспийском бассейне . . . № 2
- Байков А. А., Голиков-Заволженский И. В., Голикова-Заволженская А. А., Седлецкий В. И., Шведов В. Н.* О происхождении целестина на Северном Кавказе . . . № 5
- Белозерцева Н. В., Силчев М. К.* К генезису верхнепермских тиллитовидных пород Южно-Верхоянского синклинория . . . № 2
- Безр М. А., Богатырев Б. А., Воинов М. В., Гулшев Р. Г., Оганесян А. А.,* О пермских бокситоносных отложениях Малого Кавказа . . . № 4
- Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П.* Состав органического вещества «черных сланцев» котловины Зеленого Мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал . . . № 5
- Васильев В. П.* Минералогия донных осадков шельфа Кубы . . . № 3
- Виноградов В. И., Хераскова Т. Н., Петрова С. Н.* О генезисе стратиформных месторождений барита в кремнистых формациях Казахстана . . . № 2
- Виноградов В. И., Лейтес А. М.* Об условиях седиментации в раннем докембри и времени становления кислородной атмосферы Земли . . . № 3
- Вознесенская Т. А.* Генетические типы отложений подводной каньонно-веерной системы (карбон Юго-Западного Дарваза) . . . № 6
- Горбачев Б. Ф., Савельева К. П., Васянов Г. П., Шабалин В. В.* Каолинизированные бокситы среди огнеупорных глин Троицко-Байновского месторождения на Урале . . . № 2
- Горбунова З. Н.* Глинистые минералы мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана . . . № 4
- Гуляева Н. Д., Работнов В. Т., Кулибакина И. Б., Елагина Н. Н.* Нормальные и изопреноидные алканы в углях различных стадий катагенеза Момо-Зырянской впадины . . . № 3
- Евзеров В. Я.* Роль древних кор выветривания в формировании антропогенных отложений и связанных с ними месторождений северо-восточной части Балтийского щита . . . № 1
- Ермаков В. И., Шаля А. А.* Генетические особенности газоносных отложений сеноман — нижнего турона севера Западной Сибири . . . № 2
- Забиров Ю. А., Чеха В. П.* Первые бокситопоявления и перспективы Северо-Сибирской бокситоносной провинции . . . № 2
- Карпов Г. П.* Вулканотерригенные породы Сибирской платформы . . . № 2
- Карпова Г. В., Тесленко-Пономаренко В. М.* Гипогенный эпигенез и коллекторские свойства (на примере глубоководных осадочных отложений Днепро-Донецкой впадины) . . . № 5
- Кацнельсон Ю. Я., Нырко А. А., Якушев В. В.* Структурно-химические особенности глауконита как показатели его качественной оценки . . . № 3
- Копорулин В. И.* Генетические и гидroxимические аспекты литогенеза терригенных пород некоторых районов Сибири и северо-востока СССР . . . № 4
- Костяев А. Г.* Следы первых ледяных жил в истории Земли или обычные конвективные деформации? . . . № 1
- Котов Н. В., Курносов В. Б., Холодkevич И. В.* Моделирование природных преобразований вулканических пород в чистой и модельной морской воде при повышенных РТ-параметрах . . . № 4
- Краевая Т. С., Лупчикова Е. Г., Кременецкая Т. Н.* О вулканогенных молассах

- позднего кайнозоя Камчатки № 2
Кутузов А. П., Попов В. С., Худайкулиев Х. Литолого-фациальные условия размещения серного оруденения в Гаурдак-Кугитангском районе № 4
- Леин А. Ю., Матросов А. Г., Самаркин В. А., Иванов М. В.* О происхождении цестина и самородной серы в отложениях ачкагыла Западной Туркмении № 1
Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю. Аутигенные цеолиты в осадочном чехле Мирового океана № 6
- Масайтис В. Л., Райхлин А. И., Селивановская Т. В.* Общие принципы классификации и номенклатуры взрывных брекчий и импактитов № 1
Миртова С. М. Основные закономерности размещения полезных ископаемых в вулканогенно-осадочных комплексах Кузнецкого Алатау № 1
Михайлов Б. М. Вулканогенно-осадочный генезис Загликского месторождения алуитов на Малом Кавказе № 6
- Озол А. А., Власов В. В., Ковязин А. Н., Колеватов Б. Д., Коршунов Н. А., Мухутдинова М. К.* Палыгорскитсодержащие туфогенные глины Закавказья № 2
Осичкина Р. Г. Геохимические особенности и условия формирования соляных отложений верхнеюрской галогенной формации юга Средней Азии № 4
Осовецкий Б. М. К теории процессов накопления тяжелых минералов в песчаных осадках равнинных рек № 3
- Паливода Н. К., Паливода А. А.* Органогенно-хемогенное рудообразование и роль метаморфизма в формировании медно-пирротинового месторождения Кизил-Дере в Дагестане № 2
Патык-Кара Н. Г., Арманд Н. Н. Некоторые особенности прогнозирования морфогенетических типов погребенных россыпей олова аккумулятивных равнин № 2
Петровский А. Д. О следах и причинах первичных нарушений киммерийских осадков Керченского бассейна № 6
Пилипчук М. Ф., Головина М. С., Соколов В. С. Литолого-геохимические особенности современных осадков бортов каньона Стромболи № 5
Покрышкин В. И., Бойко В. С., Ильяшенко В. Я. Закономерности размещения месторождений зернистых фосфоритов Аравийско-Африканской провинции и Средней Азии № 6
Полканов Ю. А., Тарасенко В. С., Борисенко Л. Ф., Бойко Д. Д., Проскурин Г. П. О корях выветривания габброидов Волыни и содержащемся в них ильмените № 2
Полянский Б. В., Доладенко М. П. О седиментогенезе верхнеюрских карбонатных флишоидных отложений хр. Каратау (Южный Казахстан) № 3
- Розанова Т. В., Дриц В. А., Дмитрик А. Л.* Гидротермальная пироксенамфибол-асбестовая порода из впадины Хесса (Восточно-Тихоокеанское поднятие) № 3
- Селиверстов Ю. П.* Покровные образования и рельеф областей новейшего латеритообразования на юго-западе Сахарской платформы № 2
Сивопляс А. П. Особенности осадконакопления на мелководной части шельфа северо-западного сектора Японского моря № 5
Скорнякова Н. С., Горбунова З. Н., Кругликова С. Б., Кузьмина Т. Г., Рудакова А. Н., Ушакова М. Г. Осадки и осадочные породы Марианского желоба № 5
Скорнякова Н. С., Курносов В. Б., Свальнов В. Н., Туранская Н. В., Цейтлин Н. Ю., Шевченко А. Я. Сепиолиты и палыгорскиты Индийского океана № 6
Соколова Т. Н., Кац М. Я., Долгопольская Е. Ф. Минералогическое изучение пеплового туфа из соленосной толщи купола Индер № 1
Соколова Т. Н., Дриц В. А., Сахаров Б. А., Кременецкая Т. Н. Смешанослойные минералы лейкофиллит-монтмориллонит из гипсовой шляпы купола Индер № 6
- Страхов Н. М.** Гидродинамический механизм распределения Co_{org} , SiO_2 и $CaCO_3$ в океанском осадкообразовании № 1
- Тимофеев П. П.* Основные проблемы современной литологии и задачи Междудомственного литологического комитета № 6
Трофимов В. С. Янтарные россыпи береговой зоны древних и современных морей и океанов № 3
- Хворова И. В., Пушкина З. В., Вознесенская Т. А., Гордеева С. Н.* К методике изучения тонкозернистых пород из туфовых толщ палеозоя № 3
Хворова И. В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей № 4
Холодов В. Н. Песчаный диапиризм — новая сторона катагенетических процессов. I № 4
Холодов В. Н. Песчаный диапиризм — новая сторона катагенетических процессов II. Механизм образования и геологическое значение песчаных даек и «горизонтов с включениями» в миоцене Восточного Предкавказья № 5
Хрущов Д. П. Литологическая корреляция разновозрастных соленосных толщ № 4

Чудаев О. В. Распределение глинистых минералов в флишoidных отложениях Восточной Камчатки	№ 1
Штеренберг Л. Е. Главные марганцевые минералы океанских железо-марганцевых конкреций	№ 1
Шуменко С. И., Шевченко А. Я., Супрычев В. А. Электронно-микроскопическое изучение цеолитов из осадочных и вулканогенно-осадочных пород	№ 3
Япаскурт О. В. Эпигенез верхнепалеозойских отложений на границе Хараулахского антиклинария и Приверхоанского прогиба	№ 1

Краткие сообщения

Алексеев В. В., Яковлева Т. В. К формированию биогенных карбонатных скоплений в Воронке Белого моря	№ 3
Батурин Г. Н., Шуменко С. И., Дубинчук В. Т. Нанофосилии в океанских фосфоритах	№ 5
Дивина Т. А., Матухин Р. Г., Вааг О. В. Минералы сепиолит-пальгорскитовой группы в верхнем девоне и нижнем карбоне Сибирской платформы	№ 1
Дислер В. Н. Оценка химического стока и химической денудации характерного болотного массива на Северном Сахалине	№ 1
Емельянов Е. М., Мусса А. А., Митропольский А. Ю. Минералогический и химический состав аллювия р. Нил	№ 4
Клеесмент А. Э., Паап Ю. А. О постседиментационных изменениях зерен граната Курносов В. Б., Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Кашиных Г. Л., Нарнов Г. А., Шевченко А. Я. Подводное выветривание стекловатых базальтов на дне океана	№ 5
Лазарев И. С., Мамчур Г. П., Вдовиченко Г. М., Ярыных О. А., Хрищанович С. Л. О происхождении карбонатных пород верхнеюрской галогенной и карбонатной формаций Гаурдак-Курутангского района по изотопному составу углерода	№ 1
Леонов Г. В. Тектоническое строение, время формирования Садкинской асфальтитовой жилы и поисковые критерии месторождений подобного типа	№ 6
Ли Л. В., Круглов Г. П., Цыкин Р. А. Древние россыпи золота Средней Сибири, связанные с формацией коры выветривания	№ 6
Мирошников Л. Д. Ископаемые следы газовых пузырей и струй	№ 5
Мураховский М. А., Клемина Л. Н., Тяг В. Д. Корреляция палеозойских стратифицированных толщ Зайсанской складчатой системы методом соотносенных осей циркона	№ 3
Одокий Б. Н. Пермская бокситоносная формация Азии и перспективы ее выявления в Сибири и на Дальнем Востоке	№ 1
Сакс С. Е. Экспериментальное изучение процесса пляжевого россыпеобразования	№ 6
Сафонова О. Ф. О подвижности алюминия в комплексе с фульвокислотами в присутствии кальция (по экспериментальным данным)	№ 5
Сиван Т. П. Кремнезем в поровых растворах, подземных водах и осадочных породах Крыма и Причерноморья	№ 5
Слука В. П. Торфонакопление и его роль в корреляции голоценовых отложений	№ 5
Созинов Н. А., Казанцев В. А. О фосфоритоносности протерозойских отложений района КМА	№ 1
Сорокин В. М. О хемогенных карбонатах в осадках Черного моря	№ 5
Страхов Н. М. «Принцип соответствия» Л. А. Зенкевича и его значение для теории океанского осадкообразования	№ 5
Тарасов Г. А. К моделированию процесса окатывания кварцевых зерен в прибрежной зоне	№ 4
Теняков В. А., Мамедов В. И., Ильин С. Ф., Милославская О. А. О современном бокситовом осадке в карьере месторождения бокситов Вейпа (Австралия)	№ 5
Тихомиров В. И. Роль кремнезема в реализации нефтематеринского потенциала пород доманикового типа	№ 4
Хасанкаев В. Б. Изучение донного каменного материала как источника информации о составе коренных пород дна юго-восточной части Баренцева моря	№ 3
Черкасов Г. Н. Геология, вещественный состав и гезегиз бокситов и гиббсит-аллофановых пород Западной Якутии и Прибайкалья	№ 6
Шарков А. А., Фомакин А. С. О высокоглиноземистых девонских сланцах Печорского Урала	№ 3
Шевелев А. И. О закономерностях размещения месторождений магнезита в терригенно-карбонатных комплексах	№ 3

Методика

Развозжаева Э. А. Метод извлечения нерастворимого органического вещества из метаморфических пород докембрия	№ 6
---	-----

Критика и дискуссии

<i>Базилевская Е. С.</i> Некоторые замечания к статье Э. А. Янчука «О трехвалентном марганце»	№ 3
<i>Батулин С. Г.</i> Проблема происхождения приповерхностных уранометрических аномалий аридной зоны и некоторые вопросы методологии исследования	№ 4
<i>Казанский Ю. П.</i> Замечания к статье В. И. Виноградова, Т. О. Реймера, А. М. Лейтеса, С. Б. Смелова «Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли»	№ 1
<i>Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.</i> О роли обломочных и аутигенных глауконитов в океанических осадках	№ 5
<i>Логвиненко Н. В.</i> О выветривании и промывном гидролизе	№ 5

Хроника

<i>Занин Ю. Н.</i> Вещественный состав фосфоритов. Всесоюзный семинар 1977 года	№ 6
<i>Зарицкий П. В.</i> Международный коллоквиум по проблеме угольных тонштейнов	№ 3
<i>Кассандров Э. Г.</i> Формации железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока (Двенадцатое совещание Сибирского отделения Междуведомственного литологического комитета)	№ 1
<i>Розен О. М., Предовский А. А., Брызгалова С. П.</i> Семинар «Терригенные породы раннего докембрия»	№ 5
<i>Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И.</i> Заседания комиссий Международного комитета по петрологии углей (Англия, 1976; Бельгия, 1977)	№ 4
<i>Холодов В. Н., Еремеев В. В.</i> О пленуме Междуведомственного литологического комитета	№ 6
Академик В. И. Попов (К 70-летию со дня рождения)	№ 4
<u>Академик Н. М. Страхов</u>	№ 5
К 60-летию со дня рождения П. П. Тимофеева	№ 6
Содержание журнала за 1978 год	№ 6



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), **Г. А. КАЛЕДА**, **А. Г. КОССОВСКАЯ**,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, **А. П. ЛИСИЦЫН**, **А. К. ЛИСИЦИН**,
О. И. ЛУНЕВА, **Б. М. МИХАЙЛОВ**, **А. Б. РОНОВ**, **А. С. СОКОЛОВ**, **В. А. ТЕНЯКОВ**,
П. П. ТИМОФЕЕВ, **И. В. ХВОРОВА**, **В. Н. ХОЛОДОВ** (зам. главного редактора)

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), **G. A. KALEDA**, **A. G. KOSSOVSKAJA**,
G. F. KRASHENINNIKOV, **A. P. LISITZIN**, **A. K. LISITZIN**,
O. I. LUNEVA, **B. M. MICHAÏLOV**, **A. B. RONOY**, **A. S. SOKOLOV**, **V. A. TENJAKOV**,
P. P. TIMOFEEV, **I. V. KHVOROVA**, **V. N. KHOLODOV** (Assistant Editor-in-chief)

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

Зав. редакцией В. Д. КОМПАНЕЕЦ

Технический редактор Е. И. Гришина

**Сдано в набор 2.10.78 Подписано к печати 30.11.78 Т-15098 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 14,0+1 вкл. Уч.-изд. л. 15,7 Бум. л. 5,0 Тираж 1320 экз. Зак. 4323**

**Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21.
2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Шубинский пер., 10.**

Цена 1 р. 25 к.

Индекс 70493