

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗ.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1

1980

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

1

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

1980

СОДЕРЖАНИЕ

• Хворова И. В. Вулканокластические накопления в осадочном чехле океанов	3
• Васильев В. П. Терригенные легкие минералы в современных осадках некоторых морей и климатическая зональность	26
• Куприн П. Н., Сорокин В. М. Сравнительная характеристика нерастворимой части органического вещества осадков	40
• Девдариани А. С., Волков И. И. Осадконакопление и диагенез на трансихоокеанском геохимическом профиле	50
• Разумова В. Н. О возможном происхождении бокситов латеритных покровов Гвиней	61
• Дриц В. А., Коссовская А. Г. Геокристаллохимия породообразующих диоктаэдрических смектитов	84
• Анфимов Л. В., Бусыгин Б. Д., Демина Л. Е. Об условиях образования магнетитовых залежей в месторождениях саткинской группы на Южном Урале	115
• Михайлов Б. М., Николаев В. А., Галицкая Э. И. Литологические особенности пограничных отложений D_3-C_1 на юго-западе Центрального Казахстана (в связи с поисками бокситов)	129

Краткие сообщения

• Алексеев В. В. Экспериментальное изучение процесса транспортировки биогенных карбонатных компонентов	140
• Копорулин В. И. Вопросы гидрохимии цеолитообразования в осадках и осадочных породах	142
• Ковалевич В. М. О генетической информативности включений в галите	147
• Андрианов М. А. О роли биогенного фактора в образовании мраморов слюдянской серии докембрия на примере месторождения Перевал	152
• К 70-летию Георгия Алексеевича Смирнова. Пейве А. В., Янишин А. Л., Иванов С. Н., Тимофеев П. П., Бушинский Г. И., Дымкин А. М., Папулов Г. Н., Хворова И. В., Холодов В. Н.	158

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

1

JANUARY — FEBRUARY

1980

CONTENTS

<i>Khvorova I. V.</i> Volcanoclastic accumulations in the sedimentary cover of the oceans	3
<i>Vasiliev V. P.</i> Terrigenous light minerals in recent sediments of some seas and climatic zonation	26
<i>Kuprin P. N., Sorokin V. M.</i> Comparative characteristic of the insoluble part of organic matter in sediments	40
<i>Devdariani A. S., Volkov I. I.</i> Sedimentation and diagenesis on the Trans-Pacific geochemical profile	50
<i>Razumova V. N.</i> On possible origin of bauxites in the lateritic cover of Guinea	61
<i>Drits V. A., Kossovskaya A. G.</i> Geocrystallochemistry of rock-forming diactohedral smectites	84
<i>Anfimov L. V., Busygin B. D., Demina L. E.</i> On conditions of magnesite ores in deposits of the Satkinskaya group on the South Urals	115
<i>Mikhailov B. M., Nikolaev V. A., Galitskaya E. I.</i> Lithological peculiarities of D ₃ —C ₁ boundary deposits in the south-west of Central Kazakhstan (relative to search for bauxites)	129
<i>Brief communications</i>	
<i>Alekseev V. V.</i> Experimental study of the process of transportation of biogenic carbonate components	140
<i>Koporulin V. I.</i> Problems of hydrochemistry of zeolite-formation in sediments and sedimentary rocks	142
<i>Kovalevich V. M.</i> On genetic informativeness of inclusions in halite	147
<i>Andrianov M. A.</i> On participation of the biogenic factor in formation of marbles of the Slyudyanskaya series of the Precambrian on the example of the Pereval deposit	152
The 70-th anniversary of Georgii Alekseevich Smirnov. <i>Peive A. V., Yanshin A. L., Ivanov S. N., Timofeev P. P., Bushinsky G. I., Dymkin A. M., Papulov G. N., Khvorova I. V., Kholodov V. N.</i>	158

УДК 551.217.24 : 551.46

ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЕ НАКОПЛЕНИЯ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ОКЕАНОВ

И. В. ХВОРОВА

В статье на основе анализа литературного материала, главным образом отчетов по глубоководному бурению, рассмотрены строение и состав породных ассоциаций, существенной частью которых является вулканогенный обломочный материал. Последний представлен двумя главными генетическими группами: тефрой и гиадокластикой. Показаны их участие в образовании осадков и особенности размещения в осадочном чехле океанов.

Новые идеи о геосинклинальном процессе и его стадиях привлекают внимание к сравнению геосинклинальных формаций континентов с отложениями, развитыми в океанах. В первых, в частности, много разнообразных толщ, существенной составляющей которых являются вулканокластические породы. Для их сравнения с океаническими аналогами представляется полезным подытожить данные о характере и распространении вулканокластических накоплений в океане, при этом лучше брать их не изолированно, а в комплексе с сопутствующими осадками (породные ассоциации).

Статья ограничена характеристикой вулканокластитово-осадочных ассоциаций пелагической части океана, и в ней не рассмотрены соответствующие отложения островов и шельфов.

В океанах, как и на континентах, различаются две основные группы вулканокластического материала.

К первой группе относится пирокластика (тефра), т. е. продукты эксплозий, как наземных, так, возможно, и подводных; тефра представлена витрокластикой, кристаллами (и их обломками), литическими фрагментами, состав и соотношение которых определяются основностью расплава (особенно характерны андезитовые расплавы и продукты их дифференциации) и типом извержения, а также влиянием поверхностных динамических условий. Пирокластика может претерпеть обработку в водной среде, при этом возникнет материал, по составу близкий к исходной тефре, а по форме частиц сходный с обычной терригенной кластикой. Такой материал предложено определять как тефрогенный или тефроидный (тефрогенные пески, алевроиты).

Кластика второй группы имеет в основном базальтовый состав, причем резко преобладает стекло; характерно широкое развитие его сидеромелановой разновидности, очень нестойкой, способной быстро гидратироваться и переходить в палагонит, а затем в глинистые продукты. Происхождение такой кластики сложное.

Во-первых, она возникает при быстром охлаждении базальтового расплава в воде, при котором происходят шелушение корок закалки лавовых подушек и фрагментация стекловатых капель и сфероидов, характерных для некоторых типов извержений, сопровождаемых подводным лавовым фонтанированием. При этом формируется масса оскол-

чатых, черепковидных и плоских обломков плотного стекла, без или почти без микролитов и фенокристов. Такой материал относится к категории аквагенной гиалокластики.

Во-вторых, стекловатые базальтовые обломки образуются и при гидромагматических эксплозиях, там, где поверхностные воды получают доступ в кратер. Обломки неправильные, с неровной поверхностью и, главное, пористые (везикулярная гиалокластика). Иногда в них наблюдаются микролиты и мелкие фенокристы. Вместе со стекловатыми фрагментами может присутствовать небольшое количество кристаллов и литокластов. Литифицированные продукты гидромагматических эксплозий предложено называть гиалотуфами (Honnorez, Kirst, 1976), точнее — это аквагенные гиалотуфы.

В-третьих, много базальтового шлака, стекловатых лапиллей и пепла формируется при эксплозиях гавайского типа. Этот материал может захороняться вместе с аквагенной гиалокластикой и, вероятно (особенно в мелкой фракции), трудно от нее отличим. Имея это в виду, накопления стекловатых базальтовых фрагментов будем определять как гиалокластические или гиалотуфы, отдавая себе отчет об известной полигенности материала.

Гиалокластика не только отлагается непосредственно в вулканической зоне, но и разносится течениями на значительное расстояние, испытывая гранулометрическую сортировку, а иногда и обработку (гиалокластогенные осадки). Она образует как самостоятельные накопления, так и примешивается к другим осадкам.

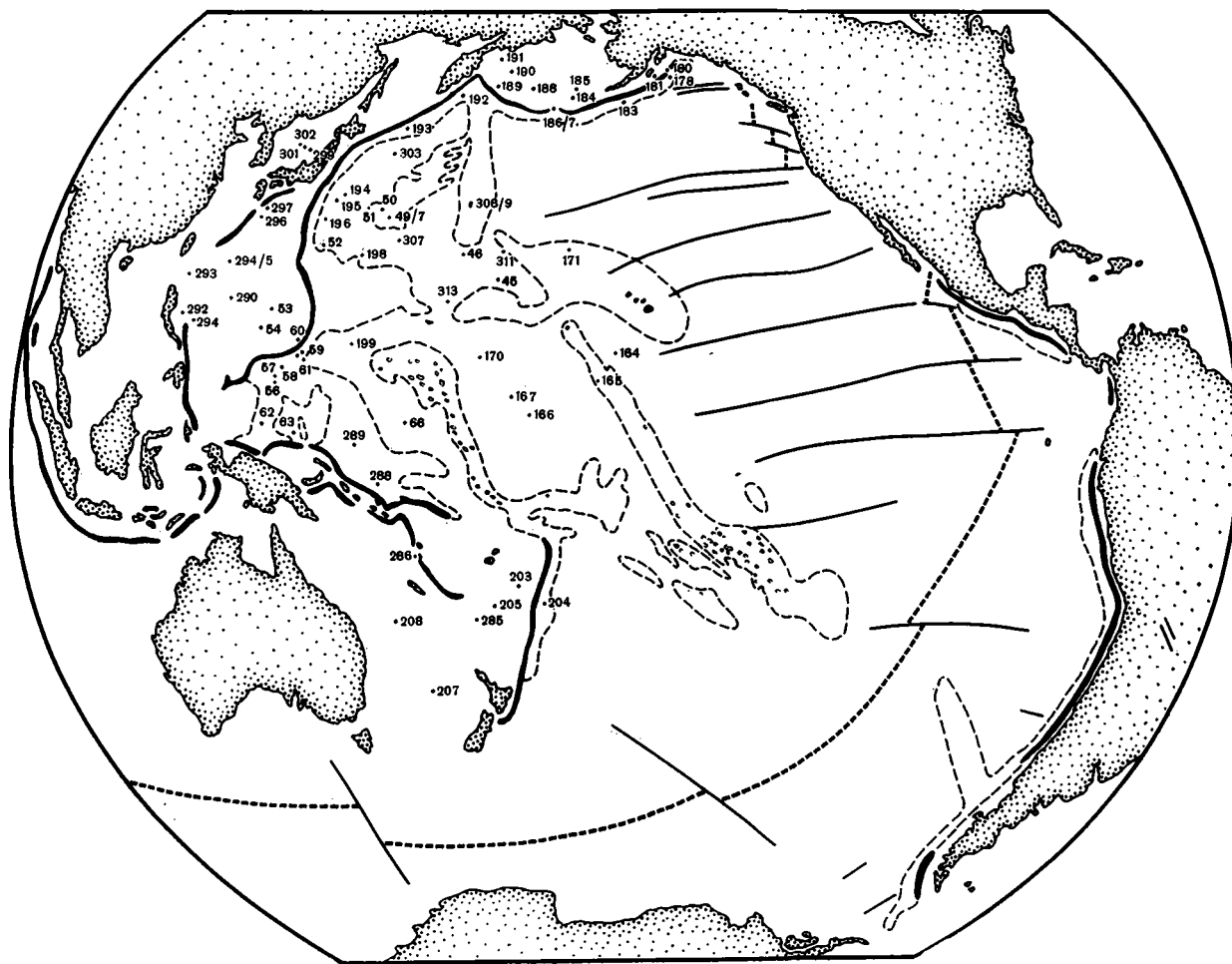
Вулканокластические отложения развиты как в периферическом геосинклинальном поясе океана, так и в его внутренней части.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ

Современные геосинклинальные области — это протяженные сложнопостроенные пояса, расположенные на переходе от океана к континенту. Наиболее четко такой пояс выражен на западе Тихого океана. Строение его отдельных звеньев рассмотрено во многих работах, а общая характеристика дана в монографии Ю. М. Пушаровского (1972), карта которого мною использована (фиг. 1). На ней показано расположение глубоких скважин, вскрывших толщи, обогащенные вулканокластикой.

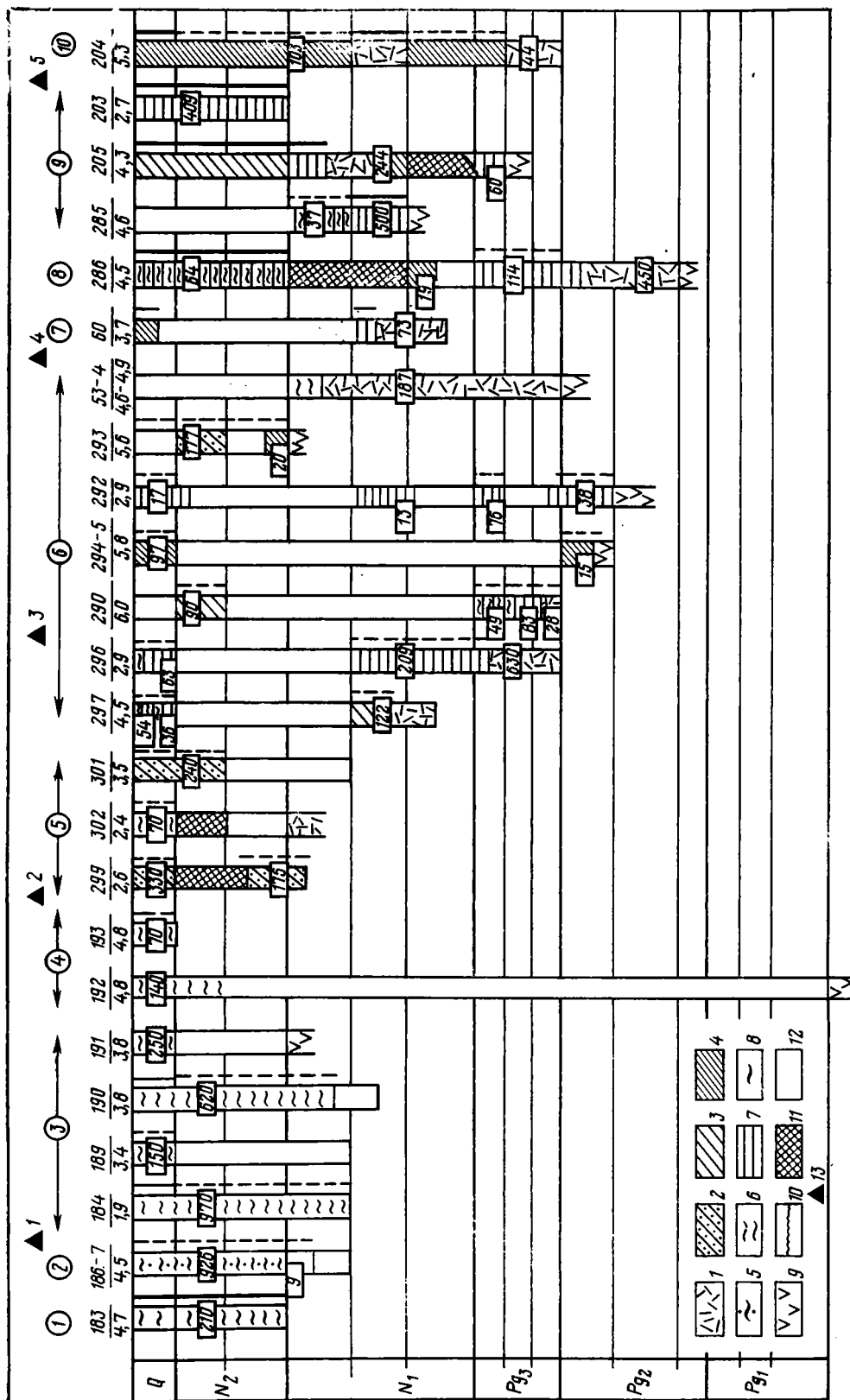
Каждое звено геосинклинального пояса в схеме можно представить состоящим из следующих элементов: 1) краевое море, рельеф которого осложнен поднятиями и котловинами; 2) островная дуга — одиночная или двойная, причем тыловая (дальше от океана) дуга — вулканическая; иногда возникает третья дуга (ближе к континенту), отделенная от вулканической внутريدуговой котловиной; 3) желоб. Переход от желоба к дуге имеет неровный рельеф, в значительной степени выровненный осадочным накоплением. Для систем дуга — желоб указываются следующие размеры. Ширина зоны перехода между желобом и флангом вулканической дуги от 50 до 300 км (чаще 125—250 км); приблизительно такой же порядок имеет ширина дуг и желобов (Dickinson, 1971).

Пирокластический материал поступал из вулканов, расположенных в пределах активной дуги. В одних случаях преобладал базальтовый расплав (толеитовый), в других — известково-щелочной, дифференцированный: от базальтов до липаритов с преобладанием андезитов. Пирокластика примешивалась к обычным осадкам и образовывала самостоятельные слои. Основные закономерности распределения ее в океанах установлены А. П. Лисицыным (1978). Для сравнительного формационного анализа важно, кроме того, рассмотреть основные ассоциации (парагенезы) пирокластических и осадочных пород, существующие в осадочном чехле океана.



Фиг. 1. Схематическая тектоническая карта Тихого океана (на основе карты Ю. М. Пушаровского (1972); сильно упрощена)

Черное — глубоководные желоба; штриховым пунктиром очерчены поднятия различного происхождения (краевые валы, сводовые и глыбовые поднятия внутренней части океана); сплошные линии — главные разломы восточной части океана; точечный пунктир — примерное положение осевой зоны срединно-океанического хребта; цифры — номера скважин, в которых встречены вулканокластито-осадочные ассоциации



Лучшим примером современной геосинклинали является Западно-Тихоокеанский пояс, которым мы и ограничимся. О его отложениях дают представление скважины, пробуренные в секторах Беринговом, Япономорском, Филиппинском и Тасманско-Фиджийском.

Главные типы осадочно-пирокластических ассоциаций

Характер ассоциаций определяется в основном положением участка по отношению к активному вулканическому центру и обычной для этого участка седиментацией. В Западно-Тихоокеанском геосинклинальном поясе наиболее распространены следующие типы ассоциаций:

1. *Туфовая (тефровая)¹ ассоциация.* Основная ее составляющая — вулканокластика. Ассоциация, как правило, относится к периферической части обломочных «шлейфов», мощность которых, судя по геофизическим данным, увеличивается по направлению к вулканическому острову и уменьшается в глубь бассейна. На фиг. 2 показано распространение ассоциации в разрезах. Строение ассоциации в разных местах различно.

Примером более грубой разновидности отложений может служить олигоцен скв. 296 (северная часть Японского моря, в 30 км восточнее хр. Кюсю-Палау) и эоцен скв. 286 (западнее Новых Гебрид).

В первом случае толща (630 м) представляет собой чередование пепловых и лапиллиевых туфов с подчиненным количеством вулканических песчаников (Burns et al., 1973). Обломки образованы андезитами разной структуры, соответствующими им кристаллами и стеклом, соотношение которых меняется в зависимости от гранулометрии. Чем грубее осадок, тем больше литического материала, хуже сортировка и мощнее слои (до 1,5 м). Они имеют как градационное, так и «гомогенное» строение. Мелкообломочные туфы обычно тонкослоисты (горизонтальная и потоковая слойчатость). Наблюдаются оползневые текстуры, эрозионные контакты, слепки нагрузки. Структурно-текстурные особенности отложений указывают на близость питающего вулкана (на хр. Кюсю-Палау) и большую роль гравитационных потоков и донных течений в переносе и отложении материала. Об этом же свидетельствует присутствие в некоторых слоях раковин литоральных и неритовых фораминифер (переотложение).

Во втором случае (скв. 286) вулканокластическая ассоциация (450 м) состоит из трех толщ (Andrews et al., 1975). Нижняя

¹ В разрезах развиты и рыхлые и литифицированные отложения. При характеристике ассоциаций применяется терминология, принятая для тех и других, без четкого их разделения, так как для поставленной задачи степень литификации не имеет значения.

Фиг. 2. Распределение главных туфово(тефрово)-осадочных ассоциаций в разрезах Западно-Тихоокеанского геосинклинального пояса

1—8 — ассоциации: 1 — туфовая; 2 — туфово-песчано-глинистая (турбидитная); 3 — туфово-глинистая (1 разновидность); 4 — туфово-глинистая (2 разновидность); 5 — туфово-кремнисто-турбидитная; 6 — туфово-кремнисто-глинистая; 7 — туфово-известняковая; 8 — туфово-кремнисто-карбонатная; 9 — базальты; 10 — перерывы; 11 — отсутствие отложений; 12 — интервалы без или с малым количеством вулканокластиков; 13 — условное положение островных поднятий по отношению к разрезам (1 — Алеутская дуга; 2 — Япония; 3 — поднятие Кюсю-Палау; 4 — Марианская дуга; 5 — дуга Тонга).

Линии справа у колонок: сплошные — много вулканокластиков; пунктирные — небольшое и умеренное ее количество

Цифры: сверху у колонок — номера скважин (числитель) и глубина воды в км; в прямоугольниках — мощности ассоциаций в м; в кружках — положение скважин (1 — Алеутская котловина, 2 — склон Алеутского желоба; 3 — Берингово море; 4 — поднятие восточнее Курило-Камчатского желоба; 5 — Японское море; 6 — Филиппинское море; 7 — внутренний склон Марианского желоба; 8 — район Новых Гебрид; 9 — море Фиджи; 10 — поднятие восточнее желоба Тонга)

толща (238 м) — зелено- и оливково-серые тефрогенные породы²: от алевролитов до конгломератов. Сортировка материала различная. Грубые слои состоят из пемзовой гальки, заключенной в пепловой массе. Главный компонент кластики — вулканическое стекло (40—90%), много плагиоклазов (2—40%), меньше (0—12%) темноцветных минералов. В тонкозернистой породе иногда есть примесь (10—15%, редко до 30%) наннофоссилий, попадаются спикеры губок и радиолярий (туффиты). Толща ритмично-стратифицирована. Мощность ритмов от 20 см до 2,5 м. Многие из них соответствуют полной или сокращенной турбидитной модели (T_{a-e} ; T_{a-c} ; T_{c-e}).

Средняя толща (81 м) — несортированные вулканомиктовые гравелиты и конгломераты, состоящие из полуокатанных обломков пемзы и андезитов. Размер обломков от долей сантиметра до 1, реже 3 см. Связующая масса представлена мелкораздробленным стеклом, часто измененным, и кристаллокластами (авгит, гиперстен, роговая обманка, плагиоклазы, преимущественно андезин); в незначительном количестве попадаются зерна кварца и кислых вулканитов, а также осадочных пород. Присутствуют наннофоссилии и иногда перемытые мелководные фораминиферы вместе с более глубоководными. Текстура отложений массивная и беспорядочная, но плоские фрагменты имеют ориентировку, близкую к горизонтальной. Вверху и внизу толщи наблюдаются прослои грубого вулканомиктового песчаника, иногда инверсионно-градиационного строения.

Верхняя толща (133 м) — тонко- и средненаслоенные вулканомиктовые и тефрогенные алевролиты с редкими прослоями песчаников и известковистых (наннофоссилии) туффитов. Присутствуют фораминиферы, характерные для батинальных условий. Стратификация и текстуры сходны с наблюдаемыми в нижней толще.

Формирование верхней и нижней толщ, судя по текстурным признакам и совместному нахождению остатков мелководных и глубоководных форм, происходило при определяющей роли турбидных течений (тефротурбидитная седиментация). Средняя, более грубая толща, представляет собой отложение зерновых потоков, действие которых обычно ограничено верхней частью подводного обломочного шлейфа (Klein, 1975). Глубины бассейна были значительными, но дно располагалось выше уровня карбонатной компенсации. Материал поступал из активной вулканической зоны, причем это была не только тефра, но и продукты разрушения вулканических построек.

Оба приведенные выше разреза близки по составу и строению отложений, но во втором исходный вулканокластический материал в целом грубее и более обработан.

Чаще встречается менее грубая разновидность ассоциации³. Она состоит из пепловых туфов, иногда с тем или иным количеством лапиллиевых. Сортировка от плохой до хорошей. Иногда кластика несет следы обработки. Доминирует бесцветное, пористое стекло — кислое и среднее, вместе с которым присутствуют плагиоклазы (от первых процентов до 40%), в редких случаях почти целиком слагающие прослои. В подчиненном количестве, и не всегда, отмечаются базальтовые стекла и темноцветные минералы; только в отдельных разрезах их много (скв. 60, склон Марианского желоба) (Fisher et al., 1971). Встречаются рассеянные крупные куски пемзы (часто трубчато-пористой) и шлака. В туфах нередко есть примесь глины, представляющей хотя бы частично продукт изменения пепла. Спорадически попадают органические остатки — пелагические или смесь пелагических и мелководных форм.

² В отчете по глубоководному бурению эти породы определены как витрические силтстоны, песчаники и вулканитовые конгломераты.

³ Использованы данные Fisher A. G. et al., 1971; Burns R. E. et al., 1973.

Стратификация неравномерная: слои имеют толщину от первых дециметров до миллиметров, тонконаслоенные пакеты достигают 1—1,5 м. Часто отмечается градационное строение пластов, а также тонкая горизонтальная и косая слойчатость. Местами (скв. 205) обнаружена ритмичность (Klein, 1975). Ритмы трехчленные, соответствующие неполной турбидитной модели ($T_{\frac{3}{2}}$), однако связывать образование ритма с единым турбидным потоком не всегда можно, так как на поверхности слоев внутри ритма местами обнаружены биотурбации. Очевидно, пирокластика поступала не только с турбидными потоками, но и в результате подводных пеплопадов, разносясь затем придонными течениями (косая слойчатость). Рассмотренная разновидность (менее грубая) в разных местах имеет мощность от 150 до 250, редко до 565 м.

Особый, уникальный тип туфовой ассоциации встречен в Тасмановом море на хр. Лорд Хау, имеющем квазиконтинентальный характер коры (скв. 207, Burns et al., 1973). Возможно, с этим обстоятельством связан здесь необычный состав вулканитов. Скважина вскрыла туфовую толщу (76 м) маастрихта, залегающую на риолитах (пройдено 80 м). Туфы отличаются несортированностью материала. Крупная фракция (обломки до 8 см) представлена в основном пемзой и небольшим количеством обломков витрофировых риолитов и гранофиров, а пепловая — кислым стеклом, кварцем и плагиоклазами, спорадически попадает санидин. Обломки угловаты и полуугловаты. Слабо улавливается грубая стратификация. Среди туфов присутствуют пласты фрагментированных риолитов (автобрекчированные потоки) с перлитовой отдельностью и следами флюидалной текстуры. Формирование отложений происходило вблизи вулканического центра в субазеральных или очень мелководных условиях. Об этом свидетельствуют и вышележащие осадки, представленные аргиллитами с остатками мелководной фауны. В основании аргиллитов залегает глауконитовый песчаник с хорошо окатанными обломками из нижележащих пород; в нем присутствуют также микроклин и микропертит. Лишь в середине раннего эоцена произошло быстрое опускание хребта, и глубины достигли современных (около 1400 м).

2. *Туфово-терригенная ассоциация.* Она представлена двумя типами: туфово-турбидитным, или туфово-песчано-глинистым, и туфово-глинистым. Последний распространен шире первого.

Примером туфово-турбидитной ассоциации является плейстоценовая толща в котловине Хонсю (скв. 299). Здесь среди песчано-глинистого разреза, относимого к долинно-веерной системе, встречаются неравномерно распределенные прослой пепла. Примесь его есть и в алевроглинистых осадках, но почти нет в песчаных, причем с увеличением количества и мощности песков пепловых прослоев становится все меньше. Они расположены в разрезе «независимо», вне связи с «турбидитной ритмикой». Пепел кристалло(полевые шпаты)-витрический. В одних ядрах, длиной 9 м, его прослой не обнаружены, в других — их 2—3.

Туфово-глинистые ассоциации различаются соотношением глинистой и пепловой составляющих, хотя в целом глины преобладают. Выделяются две разновидности.

Первая — зелено- и сероцветные глины, как правило, в разной степени алевроитистые (алевропелиты) и пеплистые. Содержание пепла изменяется от следов до 50% и более (туффиты). Присутствуют в разных количествах и самостоятельные пепловые прослой. Пеплы чаще алевроитовой и мелкопесчаной размерности, кристалло-витрические; кристаллическая фракция — плагиоклазы с небольшой примесью темноцветных минералов, а витрическая — в основном бесцветное стекло. В отдельных случаях указывается хорошая сортировка материала. Иногда отмечается тонкая слоистость, градационное строение и оползневые текстуры. Толщина пепловых прослоев от миллиметров до пер-

вых дециметров (чаще до 20 см). Они очень неравномерно распределены в разрезах. В одних случаях их много, причем здесь широкое развитие имеют смешанные осадки (туффиты). В других — пепловые прослои сосредоточены лишь в некоторых пачках и разделены значительными интервалами (десятки метров) почти без пеплов. Для примера приведу некоторые данные. В грунтовых колонках (длиной от 0,5 до 4,5 м) в Японском море встретились 1—2, реже 3—4 пепловых прослоя (Чайников и др., 1971); в скв. 299* (котловина Хонсю) в нижнем плиоцене в 18-метровой пачке обнаружено 27 прослоев, разделенных глинистыми интервалами от 10—20 см до 1,5—2 м.

Вторая разновидность представлена пелагическими глинами — коричневыми и бежевыми различных оттенков, иногда с прослоями голубовато-серых. Глины обогащены в разной степени окислами железа (до 30%), а местами и мелкими марганцерудными стяжениями; на некоторых уровнях много цеолитов (до 40%) и палагонита. Часто наблюдается примесь пепла, состоящего в основном из прозрачного пористого стекла, вместе с которым встречается и темное; в резко подчиненном количестве присутствуют плагиоклазы и еще меньше пироксенов. Содержание пепла меняется в больших пределах, и на некоторых интервалах преобладают туффиты. Среди таких глинисто-туффитовых отложений есть и дискретные пепловые прослои толщиной от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.

Пепел преимущественно алевритовой, но иногда и песчаной размерности и даже гравийной. Спорадически встречаются куски пемзы (Безруков, 1957; Karig et al., 1975). В формировании ассоциации, кроме обычного пепла, имела значение и базальтовая кластика (в том числе гиалокластика). Туфово-глинистые ассоциации возникли на значительных глубинах (ниже уровня карбонатной компенсации) в областях постоянной глинистой седиментации. В некоторых районах они в разрезе и на площади сменяют туфово-турбидитную ассоциацию (впадина Хонсю). Это обстоятельство и текстурные особенности позволили отнести их к дистальным турбидитам. Однако, вероятно, большое значение в образовании пепловых слоев имели и пеплопады.

3. *Туфово-кремнисто-терригенная ассоциация.* Она отличается от предыдущей обилием биогенного кремнезема (в основном это остатки диатомей). Здесь тоже выделяется два типа отложений.

Первый, более грубый, образован зелено-серыми и серыми алевритистыми, а иногда и песчанистыми, глинами и глинистыми алевритами с той или иной примесью (до 30%) диатомовых. Глины чередуются с полимиктовыми и вулканомиктовыми плохосортированными песками разной зернистости, вплоть до грубых. В них часто отмечается градационная слоистость (турбидиты). В составе песков иногда много кварца и полевых шпатов, указывающих на снос с континента. Обычно в незначительном количестве отмечается примесь пепла, образующего и небольшие прослои. Обилие привноса терригенного материала сказывается на облике отложений, «обедненных» как кремнеземом, так и пеплом.

Второй тип — туфово-кремнисто-глинистая ассоциация — это довольно однородные толщи преимущественно тонкозернистых отложений: диатомитов, глин и смешанных диатомово-глинистых осадков. Примесь обломочного терригенного материала (алевокита) здесь меньше, хотя иногда значительна. Пепловая составляющая меняется в широких пределах и в некоторых разрезах обильна (см. фиг. 2). Широко распространены осадки, состоящие из смеси в разных пропорциях глины (от 0 до 55%), кремнистых органических остатков (2—60%) и пепла (от следов до 90%). Кроме диатомей иногда много (2—20%) спикул губок;

* Karig D. E., et al., 1975.

радиолярий очень мало. Пепел того же характера, что и в рассмотренных выше ассоциациях, и также образует небольшие (до 20 см, редко больше) прослои, распределенные неравномерно. В одних интервалах, толщиной в несколько десятков метров, содержатся лишь рассеянные куски пемзы, в других пеплов больше, но обычно они разделены значительными интервалами (2—5 м) вмещающей породы. В целом туффиты распространены шире, чем чистые пеплы.

4. *Туфово-известняковая ассоциация.* Она характерна для южных морей — от Филиппинского до моря Фиджи. Это светло- и зеленовато-серые или желтовато-коричневые наннофоссилиевые и фораминиферованнофоссилиевые илы, нередко с примесью глины и пепла, содержание последнего различно, достигает 35—50% и более (известковые туффиты). Он витрический и кристалло-витрический, тонко- и мелкообломочный, но встречаются и лапилли. Преобладает бесцветное пористое стекло; местами появляется большая примесь цветного (базальтового). Есть основание считать, что по крайней мере в некоторых случаях базальтовое стекло имеет иной источник, чем остальная вулканокластика, и что происхождение ее внутрибассейновое (гиалокластика). Кроме примеси, пепел встречается и в виде самостоятельных прослоев, обычно небольшой толщины (до 30 см); изредка попадаются мощные (до 7 м) пласты, в основании грубые (скв. 203). Мощность ассоциации от первых десятков до сотен метров.

Перечисленные ассоциации сменяют одна другую латерально и в разрезе. Туфовая может переходить в туфово-глинистую, туфово-кремнисто-глинистую или туфово-(глинисто)-известняковую. Туфово-турбидитные ассоциации с небольшим количеством пеплов замещаются либо туфово-глинистыми, либо туфово-кремнисто-глинистыми. Такие смены приводят и к существованию более многопородных, чем рассмотренные, ассоциаций, содержащих и терригенные, и кремнистые, и карбонатные слои.

Основные черты размещения ассоциаций

Осадочно-пирокластические толщи встречаются в разрезах краевых морей (в котловинах, на подводных поднятиях) и в глубоководных жёлобах.

В краевых морях количество вулканокластики растет по направлению к питающей островной дуге, причем это часто сопровождается погрубением материала; в общем, однако, преобладает мелко- и тонкообломочный материал, так как обычно в пелагической части морей мы встречаем разрезы, относящиеся к дистальным частям вулканокластических шлейфов, прослеживаемых от вулканического архипелага в глубокие части моря. Местами присутствуют и грубые вулканитовые осадки (конгломераты и гравелиты), отражающие прежние мелководные условия. Так, например, в Филиппинском море в нижней части разреза скв. 290 (олигоцен), расположенной восточнее хр. Кюсю-Палау, залегает пачка (28 м) вулканитовых конгломератов и гравелитов, состоящих из угловатых и среднеокатанных обломков диабазов, базальтов и измененного базальтового стекла, попадают обломки кремней и писчего мела. Сортировка материала плохая. Текстура массивная и слоистая, но без четких слоевых поверхностей. В связующей массе присутствуют остатки наннофоссилий. Кверху отложения сменяются все более тонкозернистыми, но отложившимися выше уровня карбонатной компенсации, и лишь в неогене происходит быстрое погружение и появляются пелагические глины.

По другую сторону упомянутого хребта, но севернее (котловина Бонини), в 30 км от его вершины скважина (296) вскрыла мощную, тоже олигоценую, довольно грубую туфовую ассоциацию, сформирован-

ную близости от источника вулканокластики. Присутствие в некоторых слоях крупных бентосных фораминифер свидетельствует о поступлении материала с мелководья. На это же указывает и обработка части вулканокластики.

Диапазон глубин формирования рассмотренных пирокласто-осадочных отложений большой, но все же основная масса их принадлежит к глубоководным образованиям. Механизм поступления вулканокластики в глубокие части морей различен. Для мелких частиц существенное, может быть ведущее, значение имели воздушно-подводные пеплопады с «промежуточным значением» поверхностных течений. Последние играли большую роль в переносе пемзы. Однако в ряде мест устанавливаются тефротурбидиты и тефроконтуриты, продукты переотложения вулканокластики турбидными и обычными придонными течениями. Турбидные потоки перемещали тефру с приостровного мелководья, где она испытывала ту или иную обработку; вместе с ней иногда сносился и раковинный материал.

Мы видели, что пепловая седиментация может быть «наложена» на любую другую. Карбонатные и кремнистые осадки имеют довольно четкую тенденцию пространственного разделения: в более северных морях (включая Японское) преобладают туфово-кремнисто-глинистые ассоциации, а в южных широко распространены туфово-известняковые. Такое размещение ассоциаций в целом соответствует современному поясному распределению карбонато- и кремненакопления (Лисицин, 1978). Обращает на себя внимание тот факт, что отмеченная тенденция проявляется во всяком случае с миоцена (см. фиг. 2). Характерно также, что в Филиппинском море (скв. 290, 53, 54) в олигоцене и миоцене присутствуют ассоциации с кремнистыми породами, причем последние обогащены радиоляриями. Этот участок расположен севернее современного пояса радиоляриевых илов, но общая тенденция размещения «кремнистого планктона», установленная для современной эпохи (Лисицин, 1966), сохраняется для кайнозоя.

В глубоководных желобах пробурено мало скважин, и главная информация получена при взятии колонковых проб и драгирования. Данные по желобам Идзу-Банинскому, Японскому, южной части Курильского, Тонга-Кермадекскому и др. показали широкое развитие здесь туфово(туффитово)-глинистой ассоциации второй разновидности — с коричневыми и бежевыми пелагическими глинами (Безруков, 1957; Ноуза, 1977, и др.). В некоторых пробах появляется заметное количество песчаных и алевроитовых прослоев. Там, где в желобе интенсивна турбидная седиментация (например, в восточной ветви Алеутского), пеплы играют незначительную роль, но это скорее исключение. На внутренних склонах желобов местами вскрыты туфовые (скв. 60) или туфово-кремнисто-глинистые ассоциации, состоящие из андезитового или андезитового и базальтового материала, часть которого испытала окатывание и сортировку. Эти туфовые ассоциации являются продолжением островодужных шлейфов.

Вулканокластика неравномерно распределена в осадочном чехле рассматриваемого пояса, что отчасти обусловлено разной скоростью накопления биогенного и терригенного компонентов (разбавляющий эффект), но главным образом временной неравномерностью проявления вулканизма. Сделана попытка оценить значение пепловой составляющей в неогене осадочного чехла океанов, используя данные глубоководного бурения (Kennett, Thunell, 1975; Левитан, Лисицын, 1978). Исследователи пришли к выводу о резком усилении эксплозий в четвертичном периоде, особенно в последние 2 млн. лет. Кроме того, отмечены «всплески» эксплозивного вулканизма в среднем плиоцене и среднем миоцене. «Спад» окраинноокеанской вулканической деятельности в целом относится к раннему и позднему миоцену, а также к раннему плио-

цену (хотя есть и исключения). Подсчеты эти приближенные и отражают лишь тенденцию.

Рассматривая стратиграфическое распределение выделенных туфо-во-осадочных ассоциаций (см. фиг. 2), мы видим много отклонений от указанной тенденции. Так, пирокластика обильна во всем разрезе плиоцена Аляскинской котловины, района Новых Гибрид, Южно-Фиджийской котловины и внутридуговой котловины Лау. Среднемиоценовое усиление вулканизма проявляется наиболее четко особенно в южных участках, хотя местами пеплы насыщают весь миоценовый разрез. В пределах Камчатско-Японского отрезка островодужного пояса установлены две фазы кайнозойского вулканизма: позднеолигоценовая — раннемиоценовая и среднемиоценовая⁵. Характерно обилие туфов в олигоцене Филиппинской котловины, связанное с хр. Кюсю-Палау, который в олигоцене был активным вулканическим архипелагом. В том же море формирование миоценовых туфовых ассоциаций сопряжено с более восточной Марианской вулканической дугой. Таким образом, асинхронность пепловых накоплений определяется развитием островодужных систем.

ВНУТРЕННИЕ ЧАСТИ ОКЕАНОВ

Во внутренних частях океанов также встречаются толщи, обогащенные вулканокластикой; они заметно отличаются от развитых в пределах геосинклинального пояса.

Главные типы осадочно-вулканокластических ассоциаций

1. *Эффузивно-гиалокластитовые ассоциации.* Это базальтовые накопления, в которых различается серия потоков с прослоями (от первых дециметров до метров) гиалокластитов. Характерна измененность базальтов, уменьшающаяся вниз по разрезу. Гиалокластиты образованы фрагментами измененного стекла размером от миллиметров до 2 см; здесь же иногда встречаются более крупные куски базальта (до 10 см) с сохранившейся корочкой закалки (обломки сфероидов и подушек). Цемент кальцитовый. Такая ассоциация связана обычно с базальтами фундамента.

2. *Гиалокластитовые (гиалотуфовые) ассоциации.* Различаются более грубая и более тонкая разновидности.

Первая — это чередование грубо- и мелкообломочных пород (от галечной до алевроитовой размерности). Цвет их либо красно- и желто-коричневый, либо зеленый разных оттенков. Главная составляющая — осколки базальтового стекла, свежего и измененного (палагонит, монтмориллонит, селадонит). Кристаллокластики обычно очень мало, но в некоторых случаях довольно обильны как минеральные, так и базальтовые зерна. Сортировка разная, чаще плохая, особенно в более грубых осадках. Местами обломки носят следы обработки. Цемент образован вторичными минералами: цеолитами, кальцитом, монтмориллонитом. Встречаются интервалы с органическими остатками, в одних случаях это наннофосилии, фораминиферы, радиолярии и диатомовые, в других — детрит раковин моллюсков и криноидей; наблюдалась и смесь мелководных и пелагических форм (Fodor, 1977). Там, где органических прослоев много, ассоциация переходит в известняково-гиалокластитовую.

Некоторые толщи представляют собой гиалокластитовые турбидиты с ритмичностью, соответствующей классической модели А. Бумы (скв. 115); ритмы иногда достигают 1,8 м. Встречаются косослоистые отложения с наклоном слоев до 20° (скв. 382).

⁵ Эта фаза разными исследователями определялась как чеховская (Ротман, 1965) или колумбийская (Kennett, Thunell, 1975).

Изредка среди гиадокластитовых толщ появляются единичные пласты шлака, везикулярных или амигдолоидных базальтов (в том числе щелочных), что связывает ассоциацию с предыдущей (скв. 165, 153). Кроме того, встречаются конгломераты из галек базальтов и гиадокластитов, к которым могут быть примешаны и известняки (скв. 171). Если окатанного базальтового материала много, отложения относятся к вулканогенным (скв. 254), сформированным в результате размыва местного островного вулкана. В отдельных случаях среди таких отложений встречаются пласты лигнитов (скв. 214). Мощность ассоциации варьирует в больших пределах: от 20 до 400 м.

Вторая разновидность — существенно глинистая. Глины серые и оливково-черные, состоящие в основном из монтмориллонита, в массе которого сохранились реликты базальтового стекла. Глина чаще всего является продуктом изменения тонкой гиадокластики (Simpson et al., 1974) лишь с небольшой примесью терригенного компонента (гидро-слода). Среди глин развиты прослои гиадокластитов, а также базальтовых алевритов и песков; кластика чаще мелкая. Многие отложения тонкослоисты и полосчатые; наблюдалась косая и градационная слоистость. Широко распространено вторичное минералообразование (глинистые продукты, цеолиты, минералы кремнезема, а также глауконит и пирит).

3. *Вулканокластито-(гиадокластито) - терригенные ассоциации.* Они разнообразны, что определяется главным образом составом и обилием терригенных отложений, которые всегда резко преобладают. Выделяется три разновидности.

Первая — гиадокластито-песчаная. Это чередование серых и зеленоцветных песков, алевритов, глин; обычно осадки плохо сортированы. Местами пески обогащены глауконитом (скв. 346); нередко отмечается примесь известкового или кремнистого биогенного материала. В одних разрезах отложения слабо стратифицированы, в других наблюдается турбидитная ритмичность. Вулканокластика представлена коричневым базальтовым стеклом и палагонитом, вместе с которыми присутствует и светлое стекло. Размер фрагментов — крупноалевритовый и песчаный. Стекло неравномерно рассеяно в осадках (от следов до 35%) и образует на некоторых интервалах дискретные прослои (<10 см).

Вторая разновидность — гиадокластито-глинистая. Она отличается от первой большей глинистостью: алеврита и особенно песка здесь много меньше. В отдельных пачках отложения обогащены остатками кремневых губок, вместе с которыми в незначительном количестве присутствуют радиолярии и диатомовые. Иногда отложения карбонатны (фораминиферы). Вулканокластика (обычно это стекло, местами палагонит) распределена неравномерно и образует как примесь (от следов до 35%) к терригенному материалу, так и самостоятельные небольшие прослои. Обычно их немного. Например, в скв. 336 (Исландско-Фарерский хребет) в 300-метровой толще (эоцен — средний олигоцен) установлено 27 туфовых слоев, причем в одних кернах (9,5 м) их вообще нет, в других — до шести. Нередко отмечаются цеолиты.

Мощность ассоциаций обеих разновидностей относительно большая (>100 до 300 м).

Третья разновидность — гиадокластито-(туфово) ⁶-глинистая. Она отличается обликом глин. Они здесь коричневые, часто цеолитовые, обычно с той или иной примесью вулканокластики. В разных количествах, но не всегда присутствуют органические остатки, реже наннофосиллии. Встречаются марганцевые микростяжения. Вулканокластика

⁶ В тех случаях, когда пирокластика отсутствует, ассоциация определяется как гиадокластито-глинистая.

представлена преимущественно стеклом. Оно двух типов: темное базальтовое, в разной степени измененное, и бесцветное пористое; спорадически встречаются и куски пемзы. Первое обычно преобладает или целиком слагает кластическую фракцию, но иногда довольно много и бесцветного стекла. В небольшом количестве присутствуют минеральные (плагиоклазы, пироксены, кварц, калишпат) и разложившиеся литические зерна. Вулканокластика образует и самостоятельные прослои, лишь с небольшим количеством осадочного компонента, толщина их от 1—2 до 20 см. Сортировка разная: от очень плохой до хорошей. В ряде случаев отмечается градационное строение.

Базальтовые стекла, судя по форме частиц и характеру изменения, в основном принадлежат к категории гиалокластики, а светлые, возможно, являются продуктом дробления пемзы, приносимой течениями, или представляют собой обычную пирокластику, поступающую из областей активного эксплозивного вулканизма.

В некоторых ассоциациях кремнистая составляющая столь велика, что на отдельных интервалах кремнистые осадки начинают преобладать над глинистыми, и ассоциация может определяться как гиалокластито-кремнисто-глинистая (например, миоцен в скв. 59/2).

4. *Вулканокластито-(глинисто)-кремнистые ассоциации.* Их разнообразие можно свести к двум главным разновидностям: гиалотуффитово-глинисто-диатомитовой и гиалокластито-кремневой.

Первая представлена зеленовато-серыми в различной степени глинистыми и алевро-глинистыми диатомовыми илами и диатомовыми глинами, в которых часто отмечается примесь стекловатого пепла, частично перешедшего в глинистые минералы. В отдельных случаях его много (до 50%), а иногда он преобладает (ортотуффиты). Чистые пепловые слои исключительно редки или даже отсутствуют. На некоторых интервалах отложения становятся карбонатными. Мощность отложений относительно большая (до 300 м).

Вторая — образована полосчатыми светло- и красно-коричневыми радиоляриевыми кремнями, в разной степени литифицированными; толщина отдельных слоев от миллиметров до 10 см. Среди них присутствуют прослои мелкой, часто измененной, базальтовой гиалокластики и сильно разложившихся литических зерен. Широко проявлена цеолитизация, а местами и окремнение. Ассоциация встречается редко, имеет малую мощность и как будто бы характерна для эоцена.

5. *Известково-вулканокластические ассоциации.* Они представлены довольно разнообразно. Во многих случаях обломочный материал кроме гиалокластики содержит также вулканотерригенный компонент, а иногда и пепловый (базальтовый и трахитовый). Выделяются по крайней мере три разновидности, отличающиеся характером известняков и составом вулканокластики.

К первой отнесены толщи, в которых карбонатная часть представлена детритом разнообразных мелководных организмов (моллюски, кораллы, известковые водоросли и др.); встречаются оолиты. Обломочная составляющая — базальтовая гиалокластика, среди которой много палагонита. Кроме того, может присутствовать вулканотерригенный компонент в виде обломков эффузивных пород, иногда сильно измененных; попадают фрагменты щелочных базальтов (Moberly, Keene, 1975). Карбонатный и вулканокластический материал часто смешан в разных пропорциях. Толщи представляют собой переслаивание отложений разной гранулометрии: от тонко- и мелкообломочных до грубых (с гравием и мелкой галькой).

Вторая разновидность отличается от первой составом вулканокластики, имеющей щелочной характер. Кроме стекла (в том числе пемзы) присутствуют пироксены, биотит, магнетит. По-видимому, вулканокластика здесь имеет в основном эксплозивное происхождение (тефра).

Она образует как самостоятельные довольно мощные прослои (10—15 см и меньше), так и примешана в разных количествах к карбонатному материалу. Последний представлен детритом мелководных бентосных организмов, вместе с которым могут присутствовать и планктонные формы. Гранулометрия вулканокластических осадков разная: от крупного алеврита до грубого песка и гравия (пемза). Материал либо не обработан (туфы), либо несет следы окатывания. Среди туфов установлены отложения пепловых потоков (Fodor et al., 1977).

Третья разновидность — это чередование вулканокластических пород с фораминиферо-наннофоссилиевыми известняками. Здесь тоже много отложений смешанного состава (туффиты). В зависимости от содержания в них карбонатной и обломочной составляющей цвета меняются (белые, светло-коричневые, серые, зеленые, реже черные). Вулканокластика базальтовая, и лишь изредка есть примесь андезитовой. В одних разрезах обломочный материал как мелкий, так и грубый, в других — только мелкий. Соответственно выделяются две разновидности. Одна более насыщена вулканогенным компонентом. Преобладает базальтовое стекло, иногда везикулярное, причем совместно встречается и свежее, и измененное. В разных, иногда больших количествах, присутствуют литические фрагменты и кристаллы (пироксены, плагиоклазы). Материал как угловатый, так и окатанный. Размер обломков от алеврита до гальки. Сортировка разная, иногда плохая. Цемент — монтмориллонитовый, цеолитовый или кальцитовый. Отложения четко стратифицированы, и во многих случаях отмечается ритмичность, характерная для турбидитов. Так, в скв. 313 наблюдалось следующее строение «ритмов» (снизу вверх): 1) вулканокластит песчаной размерности с градиционным распределением материала и резким нижним контактом, 2) гиадокластит мелкообломочный горизонтально-слоистый, 3) известковистый гиадокластит с косой и конвolutной слоистостью, 4) известняк с примесью тонкой гиадокластики, горизонтально-слоистый, 5) известняк с биотурбациями. Мы видим здесь полностью турбидитную последовательность. Наблюдаются также текстуры, характерные для турбидитных отложений: слепки нагрузки, следы волочения (groove casts), мелких размывов.

Местами присутствуют отложения оползней и пастообразных потоков. Они отмечены, например, в скв. 313, где к ним отнесены пласты до 4 м, состоящие из смеси угловатых и окатанных обломков базальтов, иногда пузыристых, вулканических песчаников, аргиллитов и известняков различной величины (до 10 см), заключенных в обильном глинисто-известковистом матриксе.

Формирование ассоциации связано с периодическим выносом вулканогенного материала турбидными и пастообразными потоками с близлежащих подводных вулканических гор. Отсутствие при этом остатков мелководных организмов указывает на расположение этих гор на значительных глубинах.

Другая разновидность беднее вулканокластикой, представленной мелкими осколками базальтового стекла с небольшой и непостоянной примесью кристаллокластики. Такой материал образует среди известняков прослои от 1—3 мм до 10—15 см, резко выделяющиеся темным цветом. Местами отмечается тонкая слоистость, в том числе градиционная, и следы мелких размывов. Количество гиадокластовых прослоев в разных местах и на разных интервалах варьирует в больших пределах. Примером толщи, насыщенной ими, может служить верхний олигоцен в скв. 57/1 (северный склон Каролинского хребта), где в интервале 307—329 м при выходе керна 13,5 м установлено 17 таких прослоев. Чаще, однако, их немного.

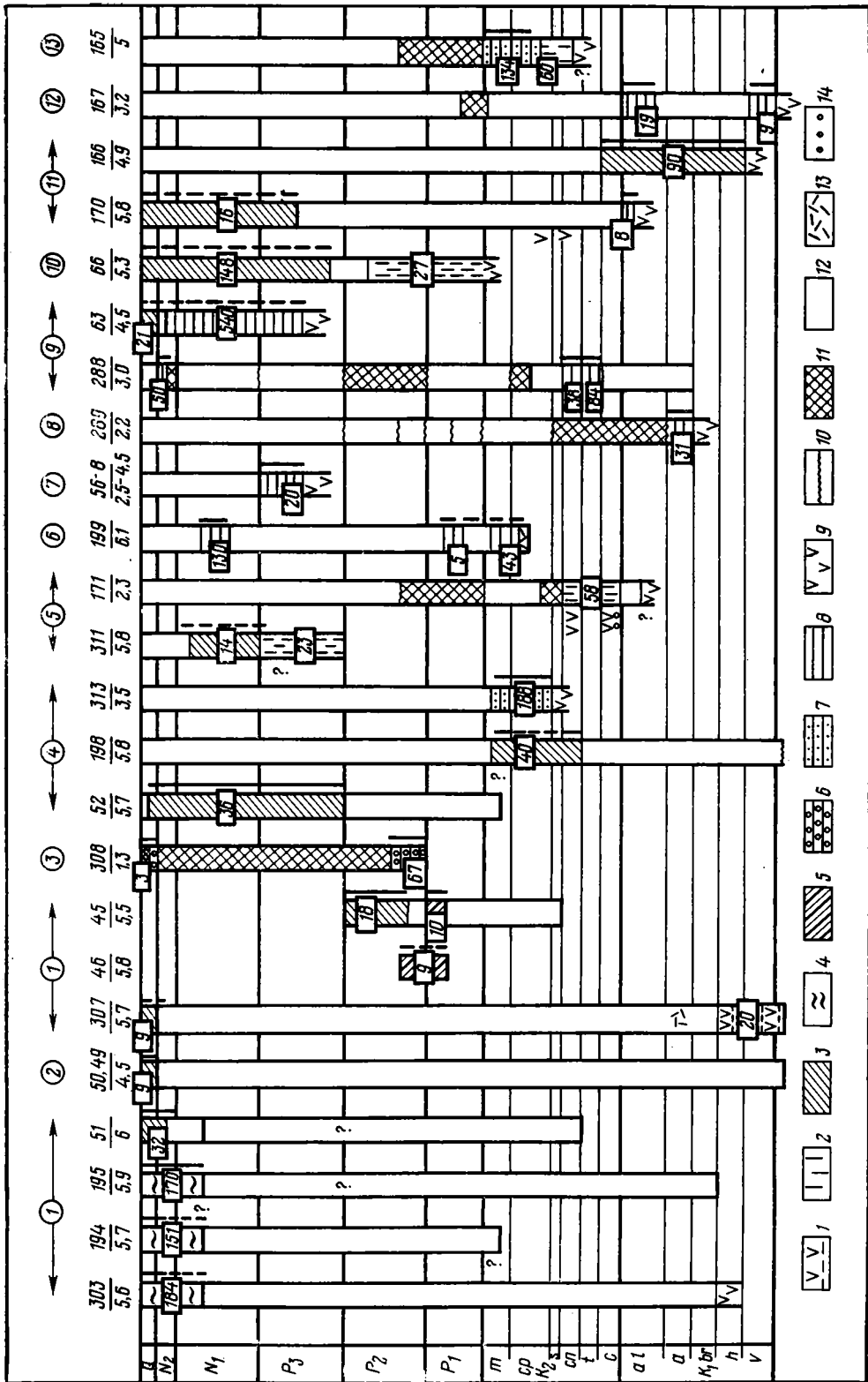
Иногда в рассматриваемой ассоциации на отдельных интервалах наблюдается обогащение кремнеземом (радиолярии, диатомовые, губки, последние могут преобладать).

Тихий океан. Его центральная часть может быть подразделена на две области, что хорошо отражают и физические, и тектонические карты (Пушаровский, 1972). Восточная имеет относительно плоский рельеф и рассечена многочисленными трансформными разломами. Вулканокластических осадков здесь мало. Западная область, примыкающая к геосинклинальному поясу, отличается сложным рельефом, и ее можно определить как область «котловин и хребтов». Восточная граница области отмечается системой поднятий: Императорские горы, архипелаги — Гавайский, Лайн, Туамоту, в целом имеющих северо-западное простирание. Внутри области тоже прослеживается ряд поднятий: Шатского, Маркус-Неккер, Каролинских и Маршалловых островов и др. Простирание их различное, иногда широтное. Между ними располагаются обширные глубоководные котловины.

Одни поднятия имеют платообразный характер и сравнительно пологий рельеф, за исключением флангов, осложненных крутыми уступами. Осадочный чехол здесь мощный, и под ним прослеживается базальтовое основание с довольно резким рельефом кровли, выравненным осадконакоплением. К таким образованиям принадлежат поднятия Шатского, Магеллана, Онтонг-Джава и др. Вулканокластики здесь очень мало, и она либо рассеяна в осадках, либо образует среди них небольшие прослой. Локально присутствуют вулканокластито-известняковые (третья разновидность) и гиадокластитовуфово-глинистые ассоциации. Они составляют незначительную часть общего, в основном карбонатного или кремнисто-карбонатного разреза, в котором иногда отмечается много перерывов (фиг. 3, 9).

Другие поднятия представляют собой цепи подводных и островных вулканических гор и гайотов, создающих в целом сложный и контрастный рельеф. «Ядра» этих гор образованы нагромождением лавовых потоков субаэрального или мелководноморского происхождения (Ladd et al., 1967). В ряде случаев базальты покрыты «шапками» рифов. На склонах, у подножия, а иногда и на вершинах подводных гор развиты обломочные накопления от песчаных до валунно-глыбовых. В них преобладает гиадокластика и разнообразные по составу, структуре и измененности эффузивные породы, преимущественно базальты, хотя есть и трахиты; присутствуют как плотные, так и пузыристые разновидности. Многие обломки имеют форму плиток, кусков канатной лавы или подушечных фрагментов с сохранившейся коркой закалки. Некоторые крупные глыбы (до 1,5 м в поперечнике) представлены чередованием мелко- и крупнообломочных лито-гиадокластитов с карбонатным или фосфатным цементом. Попадают кусочки пемзы, иногда много и фрагментов осадочных пород: органогенно-детритовых и фораминиферовых известняков, коричневых аргиллитов местами со следами сверления, кремней, обломков рудных корок и конкреций. Обломки в одних случаях оскольчатые, в других окатанные. Обломочный материал связан как непосредственно с вулканическим процессом, так и является продуктом разрушения вулканических построек и их известняковой «покрышки». Присутствие остатков мелководных организмов, а также хорошая окатанность обломков однозначно указывают, что первично осадок отлагался на мелководье и был позднее перемещен гравитационными потоками на значительные глубины.

Грубые накопления развиты в пределах вулканических зон, но мелкий материал выносился турбидными потоками и донными течениями на большие расстояния, формируя гиадокластитовые и гиадокластито-известняковые ассоциации, примером которых может служить олигоцен скв. 311, расположенной в 70 км от одной из подводных гор Гавайского архипелага. Образование ассоциации здесь связывают с кон-



цом вулканического эпизода и относят к дистальной части глубоководного вулканокластического шлейфа (Larson et al., 1975).

Отложения, обогащенные вулканокластикой, встречаются и в глубоководных котловинах. Это главным образом гиалокластито-глинистые, реже гиалокластито-известняковые (третья разновидность) ассоциации. Гиалокластика приносилась с соседних вулканических поднятий, а также имела местное происхождение, будучи связанной с излияниями базальтов. Кроме того, в котловины, расположенные ближе к островодужным системам, в периоды активности вулканов поступало значительное количество пепла, и формировались отложения, обогащенные андезитовым и более кислым материалом. Примером могут служить неогеновые разрезы скв. 303, 194, 195, где присутствуют туфо-кремнисто-глинистые ассоциации (см. фиг. 3).

В целом вулканокластито-осадочные толщи распределены в осадочном чехле неравномерно и могут быть встречены в любом стратиграфическом подразделении. Наибольшая их концентрация наблюдается в нижней части разрезов, над базальтовым основанием (хотя не всегда непосредственно над ним). Соответственно возраст таких толщ определяется возрастом базальтового слоя в каждом данном пункте. Здесь гиалокластика скорее всего связана не с поступлением извне, а с местными излияниями. Однако отложения, обогащенные гиалокластикой, присутствуют и в более высоких частях разреза. Их появление обусловлено оживлением вулканической деятельности в пределах внутриокеанических архипелагов.

Индийский океан. Осадочно-вулканокластитовые ассоциации здесь имеют сравнительно небольшое развитие, они присутствуют на Восточно-Индийском хребте и местами в пределах Восточно-Африканского бордерленда. Однако измененная в глинистые продукты тонкая гиалокластика распространена довольно широко в западной части океана в виде примеси к обычным осадкам.

Вдоль Восточно-Индийского хребта пробурено четыре скважины. Всюду над базальтами основания залегают толщи, обогащенные вулканокластикой. На юге (скв. 254, 253) они представлены гиалокластитовой ассоциацией с единичными пластами пористых базальтов и вулканомиктовых конгломератов; мощность ассоциации 400 и 90 м. Севернее (скв. 214) — это гиалокластитовая толща (100 м) с пластами базальтов и глинисто-лигнитовыми пачками, которая сверху сменяется толщей (25 м) глауконитсодержащих базальтовых гиалокластитов и песчаников с раковинным детритом. В самой северной скважине (216) осадочный разрез начинается гиалокластито-известняковой ассоциа-

Фиг. 3. Распределение главных вулканокластито-осадочных ассоциаций в области котловин и поднятий западной половины Тихого океана

1—8 — ассоциации: 1 — эффузивно-гиалокластитовая; 2 — гиалокластитовая, 3 — гиалокластито-(туфово)-глинистая; 4 — вулканокластито-глинисто-кремнистая; 5 — гиалокластито-кремневая; 6—8 — известняково-вулканокластические (6 — первая разновидность; 7 — третья разновидность, первая разность; 8 — третья разновидность, вторая разность); 9 — базальты; 10 — перерывы; 11 — отсутствие отложений; 12 — интервалы почти без вулканокластики; 13 — единичные пласты туфов; 14 — пласты конгломератов. Обозначения те же, что и на фиг. 2

Положение скважин (цифры в кружках): 1 — Северо-Западная котловина; 2 — поднятие Шатского; 3 — Императорские горы, гайот Коко; 4 — северная окраина гор Маркус-Неккер; 5 — северная часть Гавайского архипелага; 6 — Восточно-Марианская котловина; 7 — северная периферия Каролинского архипелага; 8 — Восточно-Каролинская котловина; 9 — поднятие Онтонг-Джава; 10 — Меланезийская котловина; 11 — Центральная котловина; 12 — поднятие Магеллана; 13 — западная периферия архипелага Лейн

Вопросительные знаки слева от колонок указывают на неопределенность возраста; внутри колонок — небольшой выход керна или его отсутствие

цией третьей разновидности (110 м), тоже обогащенной глауконитом. Упомянутые отложения в большинстве мелководно-морские, частично наземные. Присутствие вулканогенных осадков свидетельствует, что вулканы хребта, по крайней мере некоторые, возвышались над уровнем моря. Позднее область хребта была опущена, и сейчас глубины достигают (в местах, где пробурены скважины) 1,2—2,2 км. Возраст рассматриваемых отложений последовательно становится более древним с юга на север: от позднего эоцена до маастрихта.

В пределах бордерленда обогащенность вулканокластикой четко выражена на юге (к югу от Мадагаскара). Здесь намечаются два интервала их развития: раннемеловой (захватывающий, по-видимому, начало позднего мела) и палеогеновый (палеоцен — эоценовый). Меловые отложения залегают на базальтах и вскрыты только на Мозамбикском хребте (скв. 249). Они представлены глинисто-гялокластитовой и известняково-гялокластитовой ассоциациями, причем сами глины являясь преимущественно продуктом изменения тонкой вулканокластики; грубого материала в толще почти нет.

Палеогеновые вулканокластитовые осадки встречены на Мадагаскарском хребте (скв. 246). Они относятся к известняково-гялокластитовой ассоциации, содержащей прослой «вулканогенных глин». Присутствует глауконит и раковинный детрит (бенитоносные фораминиферы, остракоды). Отложения формировались в мелководно-морских условиях. Отсутствие синхронных вулканических пород на Мадагаскаре заставляет предполагать, что источником кластики был местный подводный или островной вулкан (Vallier, 1974). Палеогеновый вулканический эпизод отразился и на седиментации в соседней Мозамбикской котловине, где с ним связано появление глин, обогащенных монтмориллонитом и содержащих отдельные прослои измененного стекла.

Присутствие базальтовой кластики в котловинах и на погруженных хребтах бордерленда совпадает с активной вулканической деятельностью в пределах Юго-Восточной Африки, Мадагаскара и некоторых островов (Коморские, Маскаренские), сопровождающей рифтогенез.

Атлантический океан. Основные черты геологического строения Атлантики изучены достаточно подробно (Кленова, Лавров, 1975). За исключением некоторых регионов, осадочный чехол содержит сравнительно мало вулканокластики, хотя небольшая ее примесь (<5%) в осадках наблюдается часто.

Наиболее обширной областью, где вулканогенный обломочный материал заметно обогащает отложения, является Гренландско-Норвежский сектор, включающий Исландию. Его тектоническое строение сложное. Здесь различаются «спрединговые хребты» (Рейкьянес), зоны трансформных разломов, асейсмичные поднятия (Исландско-Фарерское и Исландско-Гренландское), котловины и плато (Исландское и Воринг). Простираение тектонических элементов различное и область в целом имеет мозаичное строение. На разных структурах пробурено более 20 скважин, большинство их прошло весь осадочный чехол, наиболее древние слои которого эоценовые.

Область принадлежит к Тулейской магматической провинции; в ее пределах вулканизм начался с палеоцена и продолжается поныне. Это, естественно, должно было отразиться на осадках. Действительно, вулканокластика, преимущественно стекло, широко распространена в различных отложениях, как правило, в виде примеси, обычно небольшой (от следов до 20%), но иногда достигающей 50—60%; образует она и самостоятельные прослои толщиной от первых сантиметров до 10—15 см, реже больше (до 1,5 м).

Преобладает базальтовый материал, но есть и примесь кислого стекла, иногда большая (скв. 350 и др.). В общем дискретных пепловых прослоев немного, но распространены они неравномерно, и отдельные

интервалы ими обогащены. В зависимости от характера вмещающих отложений различаются разные ассоциации. Особенно распространены их терригенные представители (песчано-глинистые и глинистые). Для некоторых более северных разрезов (скв. 346, 348) характерны кремнистые породы (вулканокластитово-кремнистые и вулканокластитово-терригенно-кремнистые ассоциации), в других, кроме того, много известняков (вулканокластитово-кремнисто-известняковые ассоциации). Только в одной скважине (337) встречена ассоциация гиалокластитов и «красных» пелагических глин.

В распределении вулканокластитово-осадочных ассоциаций не улавливается отчетливой закономерности, хотя для неогена и квартета как будто бы количество вулканокластики увеличивается с приближением к Исландии (скв. 348, 352, отчасти 350). Более четко исландский вулканизм влияет на современную седиментацию, в значительной мере определяя состав осадков на расстоянии 100—300 км, но сказываясь и на 1200—1500 км (Емельянов и др., 1976). Кроме воздушного транспорта в разноте вулканического материала играют роль турбидные потоки: по каньонам он поступал в глубокую часть Исландского бассейна, сформировав плейстоценовую толщу (>140 м) гиалокластитовых турбидитов (Davis, Laughton, 1972).

К той же провинции относится и плато Роккол. У его юго-западного края была вскрыта туфово-глинисто-карбонатная ассоциация (скв. 403, 404) нижнего эоцена; в туфах есть калишпаты. Эти туфы тоже иногда считают сформированными из материала Исландско-Фарерского происхождения, однако скорее они имеют местный источник и связаны с началом раздвижения Северной Атлантики, ознаменовавшимся интенсивным магматизмом в Гебридах и Восточной Гренландии (Roberts, 1969).

Кроме рассмотренной провинции ассоциации пород с вулканокластикой наблюдаются в районах развития вулканических островов и подводных гор.

В пределах глубоководной части Атлантики установлено 569 подводных гор, большей частью вулканических (Деменицкая и др., 1978). Они встречаются на материковом склоне, флангах срединного хребта, на асейсмичных поднятиях, таких, как Китовый хребет, и в котловинах, образуя как компактные группы, так и цепочки вдоль разломов (Литвин, Руденко, 1973). «Ядра» таких гор сложены вулканитами, местами обнажающимися на вершинах и склонах. Возраст вулканитов в разных районах различный, вплоть до мелового, и многие горы погребены под довольно мощным чехлом осадков. Драгировки и немногочисленные скважины обнаружили в районах гор обломочные вулканические отложения. Среди них присутствуют довольно мощные (до 50 м) толщи относительно грубых гиалокластитов (ассоциация первой разновидности). Встречаются как несортированные массивные накопления с отдельными глыбами и пластами базальтов, так и четко стратифицированные осадки турбидитов и зерновых потоков. Стекло — основной компонент, но иногда значительная примесь литических фрагментов и кристаллов. Состав материала в разных местах различен: от базальтов до трахитов (скв. 359); в последнем случае кристаллокластическая фракция представлена щелочными полевыми шпатами (от анортотклаза до санидина). Относительно грубые отложения иногда чередуются с пачками осадочных пород (цеолитовых глин, алевропелитов, нано-фораминиферовых илов), обогащенных мелкой гиалокластикой, как рассеянной, так и образующей прослойки. Вверх по разрезу их количество обычно возрастает, и вулканокластические ассоциации сменяются обычными для данного района осадками. С течением времени, однако, вулканическая активность может возобновиться и в разрезе снова появляются вулканокластиты, иногда довольно грубые (скв. 357).

Вулканические острова расположены в разных частях Атлантики, больше всего их, если исключить Исландский регион, на востоке океана (острова Мадейра, Канарские, Зеленого мыса, Сьерра-Леоне). В соседних с ними котловинах было пробурено несколько скважин, позволивших установить участие в седиментации приносимого с островов вулканокластического материала. Приведу некоторые данные.

В 160 км севернее о. Мадейра скважина 136 (глубина океана 4169 м) прошла осадочный чехол. Вулканокластика обогащает только один интервал в нижней части разреза (альб — сенон), но не в основании. Этот интервал представлен гналокластитово-глинистой ассоциацией третьей разновидности (27,5 м). В кайнозойской части разреза вулканогенного материала нет, хотя на островах Мадейры кайнозойских вулканитов много.

Южнее Канарских островов, на континентальном склоне, пробурена скважина (369, глубина океана 1770 м), дошедшая до апта. Вулканокластика (стекло) в заметном количестве присутствует лишь в среднем миоцене, но и здесь она подчиненный компонент осадков, представленных наннофоссилиевыми мергелями. Вулканическое стекло обогащает отдельные слои, и иногда является доминирующей составляющей (вулканокластово-известняковая ассоциация). Стекла разной основности: от базальтовых до кислых. Очевидно, они поступали при эрупциях Канарских вулканов; в среднем миоцене на о. Гран-Канария имели место извержения кислого расплава, связанные с образованием крупной кальдеры (Rothe, Koch, 1978).

Район островов Зеленого Мыса — область активного вулканизма, начавшегося в мезозое (Кленова, Лавров, 1975) и продолжающегося до современной эпохи. Сами острова (следовательно, и наземные эрупции) появились в миоцене. Вблизи островов верхний осадочный слой представлен фораминиферо-наннофоссилиевыми илами с примесью и прослоями базальтового стекла и кристаллокластики (оливин, пироксен).

Скважины, пробуренные в регионе, обнаружили в осадочном чехле в целом небольшое количество вулканического материала. В скв. 12 (глубина океана 4,5 км), расположенной в 480 км к северо-западу от островов, примесь девитрифицированного стекла и отдельные его слои присутствуют в эоцене и нижней части неогена (Peterson et al., 1970). Северо-восточнее островов скважина 368 (глубина океана 3377 м) вскрыла осадочную толщу до альба. Лишь среднемиоценовый интервал, представленный наннофоссилиевыми илами и пелагическими глинами, содержит редкие прослои пепла. Стекло в нем от трахибазальтового до трахифонолитового и фонолитового состава, причем базальтового стекла мало. Считается, что источником пепла были вулканы островов Зеленого Мыса, хотя как дополнительный источник не исключают и континент, так как в районе Дакара известны миоценовые вулканы подобного состава (Rothe, Koch, 1978). Вместе с тем на упомянутых островах преобладают базальты и очень мало трахитов. Возможно, «обедненность» осадков базальтовой кластикой связана отчасти с ее неустойчивостью, а отчасти с особенностью базальтовых извержений. В некоторых скважинах (367) стратиграфические интервалы, соответствующие присутствию вулканокластики на соседних участках, обогащены цеолитами.

Таким образом, глубоководные отложения океана в регионе, где сконцентрировано большое количество вулканических островов, в целом содержат мало вулканокластики.

В пределах Срединно-Атлантического хребта пробурено много скважин, расположенных на разных широтах и на разном расстоянии от оси хребта. Среди базальтов основания присутствуют подушечные брекчии и гналокластиты, но осадочный чехол почти лишен вулканического

материала. Даже в районе Азорских островов, с их активным вулканизмом, пеплы встречаются лишь в виде тонких и редких прослоев среди карбонатных отложений (скв. 332, 333).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный материал дает представление о характере вулканокластики и ее распределении в осадочном чехле глубоководной части океана. Отмечаются два главных типа формирования обломочного вулканического материала: эксплозии (пирокластика) и фрагментация, так или иначе связанная с излиянием базальтов (гиалокластика).

Основным поставщиком пирокластики являются вулканы островных дуг, расположенных в пределах активных окраин континентов; дополнительный источник — краевые вулканические пояса континентов (например, Андийский) и внутриокеанические островные вулканы. Механизм переноса и отложения этого материала сводится к двум главным способам: 1) ветровой разнос и последующее оседание в толще воды, 2) действие различных гравитационных потоков, преимущественно турбидных.

Тефра, поступающая первым способом, разносится на большие расстояния от источников (Лисицын, 1978), при этом существенная часть ее смешивается с обычными гемипелагическими и пелагическими осадками в результате соосаждения, действия течений, особенно придонных, и жизнедеятельности бентосных организмов (биотурбации). В определенных интервалах разрезов соответствующих всплывкам активности, наблюдается и скопление дискретных туфовых прослоев; однако, как правило, они резко подчинены вмещающим осадочным образованиям. Таким образом, возникают различные туфово-гуффово-осадочные толщи в общем с относительно небольшим количеством неравномерно распределенных, преимущественно маломощных туфовых прослоев.

Второй способ перемещения материала создает на подводных склонах вулканических построек и у их подножий крупные шлейфы стратифицированных обломочных накоплений (тефротурбидитов), состоящих из тефры, частично обработанной, вместе с которой иногда присутствует вулкано-терригенный материал, а иногда и примесь раковинного детрита. В проксимальных частях шлейфов, естественно, материал грубый и образует довольно крупные слои (1—1,5 м), а по мере удаления от источника кластики он становится все тоньше, и все большее значение приобретают прослои обычного для данного района осадка. Дистальные части таких шлейфов достигают больших глубин и приобретают сходство с толщами, обогащенными «пеплопадным» материалом, который может участвовать как дополнительный компонент в их составе. Мощность тефротурбидитных ассоциаций различная, но в относительно проксимальных частях достигает нескольких сотен метров. Весьма сходные ассоциации, хотя, обычно, более мощные, часто встречаются в геосинклинальных разрезах. Как мы видели, и в океанах они характерны для геосинклинального пояса.

Гиалокластика в большом количестве присутствует в «базальтовом слое» океана и является существенной частью подводных гор и гайотов, а также образуется при извержениях на некоторых островах, иногда крупных (Исландия, Гавайи). Таким образом, источники ее размещаются во внутренней части океанов, и основная масса обломков возникает в подводных условиях. Гиалокластика гранулометрически разнообразна: от крупных обломков до тончайших частиц.

Грубый материал концентрируется вблизи вулканических центров. История многих подводных гор связана с тектоническими нарушениями, образованием разломов и рифтов, создающих крутые уступы, тер-

расы, депрессии; нередко устанавливается и общее погружение первоначально мелководных участков. Здесь формируются грубые обвальноподолзневые гналокластические накопления, местами с обломками базальтов и биогермных известняков. На склонах подводных гор и их подножий возникают гналокластитовые турбидиты.

Тонкая гналокластика разносится течениями и волнами на большие расстояния, при этом может смешиваться с любым осадочным материалом. Существенной составляющей гналокластики является сидеромелановое стекло, очень легко преобразующееся в глинистые продукты (гналокластогенные глины).

Состав вулканокластики в целом разнообразен. Островодужные вулканы поставляют и основную, и среднюю (андезитовую), и кислую тефру; большая часть которой оседает в геосинклинальных бассейнах, но тонкая ее фракция выносится и в пелагическую область океана. Внутриокеанические источники дают преимущественно базальтовую кластику, но островные вулканы на определенной стадии эруптивного процесса характеризуются появлением щелочных расплавов (гавайиты, трахиты, фонолиты), отличающихся от базальтовых большей explosивностью (Schmincke, 1973). Временами здесь появляется обильная пемза — трахитовая и риолитовая, сопровождающая образование кальдер (Mueske et al., 1974), попадая в океан, она широко разносится, оседая на значительном расстоянии от мест поступления.

Приведенный материал, хотя и не исчерпывает всех имеющихся сведений о составе и условиях образования вулканокластических отложений, присутствующих в осадочном чехле океана, но может быть полезным при изучении геосинклинальных «туфовых формаций», развитых в складчатых областях.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л. Об осадках глубоководных океанических впадин Идзу-Бонинской, Марианской и Рюкю. — Докл. АН СССР, 1957, т. 114, № 2.
- Деженицкая Р. М., Городницкий А. М., Каминский В. Д., Литвинов Э. М. Подводные горы. Л., «Недра», 1978.
- Емельянов Е. М., Лозовая Н. Г., Харин Г. С. Влияние вулканизма на формирование минерального состава современных осадков Северной Атлантики. — Океанология, т. 16, 1976, вып. 6.
- Кленова М. В., Лавров В. М. Геология Атлантического океана. М., «Наука», 1975.
- Левитан М. А., Лисицын А. П. Распространение пепловых прослоев в осадочном чехле Тихого океана. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 4.
- Лисицын А. П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. — В кн.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
- Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М., «Наука», 1978.
- Литвин В. М., Руденко М. В. Распределение подводных гор в Атлантическом океане. — Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 4.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. — Тр. ГИН АН СССР, 1972, вып. 234.
- Ротман В. К. О формации «зеленых туфов» и некоторых связанных с ней проблемах. — Геология и геофизика, 1965, № 12.
- Чайников В. И., Черныш В. Н., Волкова Т. И. Вулканический пепел в осадках Японского моря. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 9.
- Andrews J. E., Packham G. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U. S. Govern. Print. Office, 1975, v. 30.
- Burns R. E., Andrews J. E. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U. S. Govern. Print. Office, 1973, v. 21.
- Davies T. A., Laughton A. S. Sedimentary processes in the North Atlantic. — In: Laughton A. S., Berggre W. A. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U. S. Govern. Print. Office, 1972, v. 12.
- Dickinson W. R. Clastic sedimentary sequences deposited in shelf, slope and trough settings between magmatic arcs and associated trenches. — Pacific Geol., 1971, № 3.
- Fisher A. G. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U. S. Govern. Print. Office, 1971, v. 6.
- Fodor R. V., Keil K., Husler J. W. Petrology and K-Ar age of volcanic tuff and ash from the Walvis seamount province, Deep Sea Drilling Project, Site 359, Leg 39. — In: Ini-

- tial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U. S. Govern. Print. Office, 1977, v. 39.
- Fodor R. V.* Volcanic breccia from DSDP site 357: implication for the composition and origin of the Rio Grande Rise.— In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U. S. Govern. Print. Office, 1977, v. 39.
- Heezen B. C., McGregor Jan D. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U. S. Govern. Print. Office, 1973, v. 20.
- Honnerez J., Kirst P.* Submarine basaltic volcanism: Morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs.— Bull. volcanol., 1976, v. 39, № 3.
- Houza E.* Geological investigation of Japan and southern Kurile Trench and Slope areas. GH-76-2 Cruise April — June 1976. Rep. 7, 1977.
- Karig D. E., Ingle J. C. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U. S. Govern. Print. Office, 1975, v. 31.
- Kennett J. P., Thunell R. C.* Global increase in Quaternary Explosive Volcanism.— Science, 1975, v. 187, № 4176.
- Klein G. de V.* Deposition facies of Leg 30, DSDP sediment cores.— In: *Andrews J. E., Packham G. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U. S. Govern. Print. Office, 1975, v. 30.
- Kulm L. D., von Hune R. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U. S. Govern. Print. Office, 1973, v. 19.
- Ladd H. S., Tracey J. I., Gross G. G.* Drilling on Midway Atoll, Hawaii.— Science, 1967, v. 156, № 3778.
- Larson R. L., Moberly R. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U. S. Govern. Print. Office, 1975, v. 32.
- Moberly R., Keene J. B.* Origin and diagenesis of volcanoc-rich sediments from north Pacific seamounts, DSDP, Leg 32.— In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U. S. Govern. Print. Office, 1975, v. 32.
- Muecke G. K., Age-Hale J. M., Rumento F., MacDonald A., Reynolds P. H.* Deep drilling in an active geothermal area in Azores.— Nature, 1974, v. 252, № 5481.
- Peterson M. N. A. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U. S. Govern. Print. Office, 1970, v. 2.
- Roberts D. G.* New tertiary volcanic centres on the Rockall Bank, eastern North Atlantic ocean.— Nature, 1969, v. 223, № 5208.
- Rothe P., Koch R.* Miocene volcanic glass from DSDP, sites 368, 369 and 370.— In: *Lancelot et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U. S. Govern. Print. Office, 1978, v. 41.
- Schmincke M. U.* Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira and Azores island groups.— Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84.
- Simpson E. S. W., Schlich R. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U. S. Govern. Print. Office, 1974, v. 25.
- Steward R. J.* Neogene volcanoclastic sediments from Atka Basin, Aleutian Ridge.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1978, v. 62, № 1.
- Talwani M., Udintsev G. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U. S. Govern. Print. Office, 1976, v. 38.
- Vallier T. L.* Volcanogenic sediments and their relation to landmass volcanism and sea floor-continent movements, western Indian Ocean, Leg 25, DSDP. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U. S. Govern. Print. Office, 1974, v. 25.

УДК 551.35 : 551.583.7

ТЕРРИГЕННЫЕ ЛЕГКИЕ МИНЕРАЛЫ В СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКАХ НЕКОТОРЫХ МОРЕЙ И КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В. П. ВАСИЛЬЕВ

По распределению кварца, полевых шпатов и кварц-полевошпатовому отношению в осадках шельфов Кубы, Белого моря и северо-западной части Черного моря установлено, что формирование минералогического состава легкой подфракции обломочной части современных отложений не подчиняется климатической зональности, а обусловлено главным образом составом материнских пород и тектоническим режимом питающих провинций.

Успешное развитие морских геологических работ за последние 30 лет способствовало накоплению обширного фактического материала по литологии донных осадков морей и океанов. Тем не менее многие проблемы современного осадкообразования остаются пока не решенными. Так, например, до сих пор не сложилось единого мнения о факторах, влияющих на формирование терригенных алевритово-песчаных минералогических комплексов донных отложений. В настоящее время существуют две точки зрения. Согласно первой, минералогический состав терригенной компоненты морских осадков зависит главным образом от состава коренных пород и тектонического режима питающих провинций (Страхов, 1977; Казанский, 1976; Петтиджон и др., 1976; Griffin, Goldberg, 1969; Ross, 1970; Van Andel, 1964, и др.). Вторая точка зрения состоит в том, что на состав терригенной части существенное влияние оказывает климат. От него зависит интенсивность химического выветривания коренных пород, приводящая к существенной перестройке минералогического состава. В районах с гумидным тропическим климатом химическое выветривание протекает наиболее интенсивно, и в элювии, а следовательно, и в терригенных осадках, образующихся при его денудации, комплекс минералов ограничен лишь устойчивыми к выветриванию видами (циркон, рутил, турмалин, кварц). В аридных, северных гумидных и ледовых областях химическое преобразование коренных пород проявляется незначительно или вообще отсутствует, и здесь минеральный состав осадков отражает состав пород питающей провинции (Лисицын, 1974, 1978; Солдатов и др., 1976; Сенин и др., 1977, и др.).

Результаты минералогических исследований донных осадков в различных климатических поясах расходятся. В одних районах минералогия прибрежных осадков отвечает климатической зональности (Васильев, 1975), в других связь с климатом весьма ограничена или вообще отсутствует. Так, например, олигомиктовые кварцевые пески, которые, как считают, должны образовываться только в областях гумидного тропического климата, встречаются даже в зоне ледового седиментогенеза (Campbell, Clark, 1977). В то же время в минералогических комплексах осадков тропических областей нередко преобладают многие сравнитель-

но неустойчивые минералы (Васильев 1978, Krynine, 1935; Shukri, 1950; Griffin, Goldberg, 1969, и др.).

Решение этой проблемы имеет весьма важное значение, в частности для палеогеографий. Оно позволит установить достоверность палеоклиматических реконструкций, основанных на соотношении устойчивых и неустойчивых обломочных минералов в осадочных породах.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для решения проблемы были проанализированы результаты минералогических исследований обломочных комплексов осадков шельфов, расположенных в различных климатических зонах гумидного типа седиментогенеза: Кубы, Белого моря и северо-западной части Черного моря.

Общепризнано, что на формирование комплексов обломочных минералов морских осадков в той или иной степени влияют исходные породы. Учитывая это, мы придерживались ряда положений, игнорирование которых может привести к ошибочной интерпретации результатов.

1. Минералы, используемые для определения влияния климата на формирование минералогических комплексов, должны обладать не только различной устойчивостью к химическому выветриванию, но и быть широко распространенными в породах питающих провинций. Кварц и полевые шпаты, по нашему мнению, отвечают этим требованиям. Кварц является одним из наиболее устойчивых минералов, а полевые шпаты сравнительно неустойчивы (Brewer, 1964). В то же время оба минерала широко распространены в коренных породах континентов (Лисицын, 1978).

2. Необходимо использовать для межрегионального сравнения не процентные содержания минералов, а их отношения. В этом случае влияние процессов аутигенно-биогенного минералообразования на формирование минералогического комплекса сводится к минимуму. Кроме того, учитывая примерно одинаковую гидравлическую крупность зерен кварца и полевых шпатов, можно предположить, что вариации концентраций этих минералов одних и тех же размерных фракций, связанные с гидродинамическим фактором, будут иметь однонаправленный характер. Следовательно, несмотря на различное содержание кварца и полевых шпатов в осадках разных гранулометрических типов, отношения этих минералов в определенных фракциях отложений, происходящих из одного источника питания, не должны существенно различаться. Это позволяет проводить сравнение значений кварцполевошпатового отношения (КПО) без учета гранулометрического типа осадка.

3. Необходимо использовать при минералогических сопоставлениях не непосредственно КПО, а степени его изменения в донных морских осадках по сравнению с коренными породами питающих провинций.

Далее, следует отметить, что в магматических, метаморфических и сцементированных осадочных породах, как правило, изучается валовой минералогический состав. В рыхлых отложениях, к которым относятся современные осадки морей и океанов, минералогические анализы проводятся обычно лишь для фракции крупного алеврита, реже — для нескольких фракций (песчаных и алевритовых). Использование фракции крупного алеврита вполне оправдано для определения областей сноса и путей миграции обломочного терригенного материала. Однако изучение только этой фракции для установления общих закономерностей формирования терригенных минералогических комплексов может привести к ошибочным выводам (Ронов и др., 1963). В первую очередь это касается тяжелых минералов, так как их процентное содержание в тяжелой подфракции крупного алеврита часто существенно отличается от валовой концентрации этих минералов в осадке. В результате может создаться ложное впечатление о преобладании одних минеральных видов и не-

дооценка других. Ошибка будет возрастать при изучении осадков, содержащих крупноалевритовую фракцию в незначительном количестве¹.

Содержание кварца и полевых шпатов в отдельных размерных фракциях, на наш взгляд, более точно отражает терригенный состав всего осадка. Эти минералы обычно являются основными обломочными компонентами легкой подфракции, составляющей, как правило, в среднем 95—100% терригенной части отложений. При этом следует иметь в виду, что концентрация полевых шпатов относительно повышается от более крупных к более мелким фракциям, в отличие от кварца, содержание которого в том же направлении уменьшается (Окнова, 1974; Рухина, 1973).

В настоящей работе использованы данные по минералогическому составу преимущественно фракции 0,1—0,05 мм. Для выделения фракций образцы подвергались механическому (песчано-гравийные осадки) и, водно-механическому анализу по методике Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР. Разделение на подфракции проводилось в бромформе (уд. вес 2,9). Легкая подфракция исследовалась в иммерсионной жидкости с показателем преломления 1,54. Для процентного выражения содержаний минералов подсчитывалось 200—400 зерен, а общее количество зерен в легкой подфракции принималось за 100%.

Минералогический анализ беломорских образцов (коллекция В. В. Калининко и В. С. Медведева) проводился в аналитической лаборатории Института океанологии АН СССР (зав. лабораторией М. П. Нестерова). Кубинские образцы (коллекция А. С. Иофина и Ю. А. Павлидиса) анализировались преимущественно автором (частично в этой работе принимала участие В. П. Казакова), а черноморские образцы (коллекция Е. Н. Невесского и З. Т. Новиковой) — З. Т. Новиковой, которая любезно предоставила свои результаты для проведения наших исследований.

КРАТКАЯ КЛИМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНОВ

Климат Кубы обусловлен расположением острова в области влажных тропиков. На протяжении всего года здесь сохраняются высокие температуры воздуха. Среднегодовая температура на Кубе +25°С. В среднем на Кубе ежегодно выпадает более 1500 мм осадков (в горных районах более 2000 мм). Величина испарения, как правило, меньше количества ежегодно выпадающих осадков (Национальный атлас Кубы, 1970). Таким образом, климатические условия здесь в целом способствуют развитию интенсивных процессов химического выветривания в течение всего года.

Водосборы Белого моря (Кольский полуостров и северные районы Европейской части СССР) расположены в зоне умеренно холодного климата. В отличие от тропических областей здесь очень четко выделяются времена года — зима и лето. Средняя температура января — $-10 \div -15^\circ\text{C}$, средняя температура июля — $+10 \div +15^\circ\text{C}$, среднегодовая температура составляет $+2^\circ \div +3^\circ\text{C}$, опускаясь в горных районах Кольского полуострова до $-1 \div -3^\circ\text{C}$. Годовая сумма осадков (400—600 мм) складывается из 200—400 мм осадков, выпадающих в виде дождей, и 100—200 мм — в виде снега. Снежный покров сохраняется 160—200 дней в году. Ежегодное испарение составляет 100—300 мм (Борисов, 1970). Следовательно, в пределах питающих провинций Белого моря вода, являющаяся одним из основных агентов химического выветривания, находится в жидком (реакционноспособном) состоянии всего полгода. В таких условиях большую роль в мобилизации веществ на водосборах

¹ Чистые крупные алевриты, содержащие более 50% фракции 0,05—0,1 мм, в современных осадках распространены ограниченно и составляют, например, всего 2% площади дна Атлантического океана (Типы донных осадков..., 1975).

приобретают процессы физического выветривания, разновидностью которого является морозное выветривание. Длительный весенне-осенний период, когда вода днем находится в жидком состоянии, а ночью замерзает (что приводит к механическому разрушению пород), способствует активизации морозного выветривания.

Питающие провинции северо-западной части Черного моря расположены в пределах умеренно теплого климата. Среднегодовая температура в Молдавии и на Украине составляет $+7 - +12^{\circ}\text{C}$, средняя температура июля $+20^{\circ}\text{C}$, января $0^{\circ} - -7^{\circ}\text{C}$. 200—400 мм осадков выпадает ежегодно в виде дождей, 100—200 мм — в виде снега, составляя в сумме 400—600 мм/год, за исключением прибрежных районов, где суммарное количество осадков изменяется от 300 до 400 мм/год. Величина испарения находится в пределах 350—550 мм/год (Борисов, 1970). Таким образом, несмотря на то, что большую часть года вода находится в реакционноспособном состоянии (число дней со снежным покровом за зиму не превышает 80—100, а в приморских районах менее 40), процессы развития химического выветривания здесь так же, как и на севере, крайне ограничены, так как количество выпадающих осадков лишь незначительно превосходит величину испарения.

Если предположить, что на формирование минералогического состава терригенной компоненты прибрежно-морских осадков решающее влияние оказывает интенсивность химического выветривания, обусловленная климатом, то отложения шельфа Кубы, в отличие от шельфовых осадков Белого и Черного морей, должны были бы состоять главным образом из устойчивых к выветриванию минеральных компонентов. Для минералов легкой подфракции это проявлялось бы в существенном преобладании кварца над полевыми шпатами и КПО было бы не менее 19, если исходить из состава мономинеральных кварцевых песков (кварц — 95%, полевые шпаты и/или другие неустойчивые минералы — 5%), которые многие исследователи (Казанский, 1976) считают индикаторами влажного тропического климата.

КВАРЦ И ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ ШЕЛЬФА, ПЛЯЖА И ПОДВОДНОГО БЕРЕГОВОГО СКЛОНА

Широко распространены на шельфе Кубы карбонатные отложения, представленные большим разнообразием фаций. Терригенное осадконакопление здесь ограничено, как правило, узкими прибрежными зонами заливов и мелких бухт, представляющих собой естественные ловушки седиментационного материала (Ионин и др., 1977). В осадках центральных и внешних частей шельфа Кубы концентрации кварца и полевых шпатов невысокие главным образом за счет подавления терригенного осадконакопления биогенным или хемогенным юго-восточная часть залива Батабано).

В осадках шельфа Кубы кварц и полевые шпаты распределены крайне неравномерно (табл. 1). Средние содержания кварца в осадках различных районов шельфа Кубы изменяются от 8,93 до 28,83%. Причем отчетливо проявляется тенденция постепенного увеличения относительных концентраций кварца с востока на запад. Так, в осадках залива Гуа-канаябо кварца в среднем 13,06%, в отложениях залива Ана-Мария — 18,94% и в заливе Батабано — 28,83% (см. табл. 1). Исключение составляет лишь самый западный залив — Гуанаакаибес, где низкие концентрации кварца (8,93%) и полевых шпатов (1,12%), так же как и других терригенных минералов, связаны с распространением здесь преимущественно карбонатных биогенных осадков (Васильев, 1978).

Распределение полевых шпатов имеет обратную тенденцию. Наиболее высокие средние концентрации этих минералов (8,36%) характеризуют

осадки восточного шельфа (залив Гуаканаябо). С востока на запад количество полевых шпатов сокращается, и в заливе Батабано оно немного превосходит 1% (см. табл. 1).

Максимальные количества кварца и полевых шпатов обычно характеризуют прибрежные осадки, в то время как в удаленных от берега районах в карбонатных биогенных или хемогенных отложениях терригенные минералы встречаются в незначительных количествах или вообще не обнаруживаются (Васильев, 1978).

КПО в осадках шельфа Кубы изменяется также закономерно. Оно, как правило, имеет невысокие значения на востоке и постепенно увеличивается на запад от 2,90 в заливе Гуаканаябо до 7,36 в заливе Гуанакаибес. Некоторую аномалию представляет залив Батабано, в осадках которого содержание кварца резко преобладает над концентрациями полевых шпатов и среднее значение КПО составляет 36,05 (см. фигуру, табл. 1).

Осадки Белого моря представлены преимущественно песчано-гравийными терригенными типами. Лишь в наиболее глубоких (более 100 м) районах (Центральном, Кандалакшском заливе и Двинской губе) дно покрыто глинистыми илами с содержанием пелитовой фракции ($<0,01$ мм) более 70% (Невеский и др., 1977).

Кварц и полевые шпаты распределены в осадках Белого моря равномерно, и концентрации кварца, как правило, немного выше полевых шпатов, что отражается в данных о среднем составе: кварц — 38,41%, полевые шпаты — 33,61%. Среднее значение КПО составляет 1,2 при сравнительно небольшом стандартном отклонении (см. фигуру, табл. 1).

На шельфе северо-западной части Черного моря, так же как и на шельфе Кубы, широко распространены карбонатные отложения — ракушечники с тем или иным количеством примеси песчано-алевритово-пелитового материала (Осадконакопление..., 1978).

Распределение кварца и полевых шпатов в осадках северо-западной части Черного моря подчинено циркумконтинентальной зональности: с удалением от берега их концентрации постепенно сокращаются, и в удаленных от берега ракушечных отложениях эти минералы иногда вообще не встречаются.

Характерной особенностью КПО в осадках этого района является значительное преобладание кварца над полевыми шпатами. Его значения изменяются от 4,0 до 120,0, составляя в среднем 33,8 (см. фигуру, табл. 1).

В отложениях пляжа и подводного берегового склона кварц и полевые шпаты распределены примерно в тех же соотношениях, что и в осадках прилегающих участков шельфа (табл. 2). Некоторое преобладание кварца над полевыми шпатами в пляжевых песках Кубы и Черного моря по сравнению с соотношением этих минералов в осадках шельфа упомянутых районов выражается в более высоких значениях КПО. Это может быть связано, по-видимому, с тем, что поступающие в прибрежную зону Кубы и Черного моря зерна полевых шпатов в той или иной степени затронуты процессами химического выветривания и легко разрушаются в зоне максимального гидродинамического воздействия.

Рассмотренный материал показывает, что закономерности распределения кварца, полевых шпатов и КПО трудно увязать с климатом. Вопреки нашему предположению, на шельфе тропического острова в большинстве районов значения КПО невелики. Лишь в осадках залива Батабано оно имеет «тропическое» значение — >19 . В то же время на шельфе умеренных широт терригенная компонента легкой подфракции состоит преимущественно из кварца и КПО примерно такое же, как и в заливе Батабано (см. фигуру). Невысокое КПО характеризует осадки Белого моря, однако там оно все-таки почти в 4 раза больше, чем в коренных породах и не отражает, как это можно было бы ожидать в се-

Таблица 1

Среднее содержание кварца и полевых шпатов (%) и кварц-полевошпатовое отношение (КПО) в осадках шельфов (фракция 0,1—0,05 мм)

Район.	n	Кварц				Полевые шпаты				Кварц-полевошпатовое отношение				
		min	max	$\bar{x}$	σ	min	max	$\bar{x}$	σ	n	min	max	$\bar{x}$	σ
Залив Гуакаянабо	35	0	62,3	13,06	14,2	0	25,6	8,36	8,7	31	0	16,8	2,90	3,6
Залив Ана-Мария	26	0,7	57,5	18,94	14,8	0	18,5	6,16	5,5	25	0,2	17,7	4,91	4,4
Залив Батабано	86	0	97,8	28,83	33,1	0	14,7	1,33	2,8	45	1,0	244,5	36,05	51,2
Залив Гуанаакабибес	6	0,2	37,3	8,93	14,3	0	4,6	1,12	1,7	5	2,0	11,2	7,36	3,4
Северо-западная часть Черного моря	90	0	94,0	36,34	26,4	0	6,6	0,68	1,2	33	4,0	120,0	33,8	25,2
Белое море	61	8,6	58,2	38,41	9,4	3,0	59,2	33,61	8,6	61	0,5	2,9	1,2	0,5

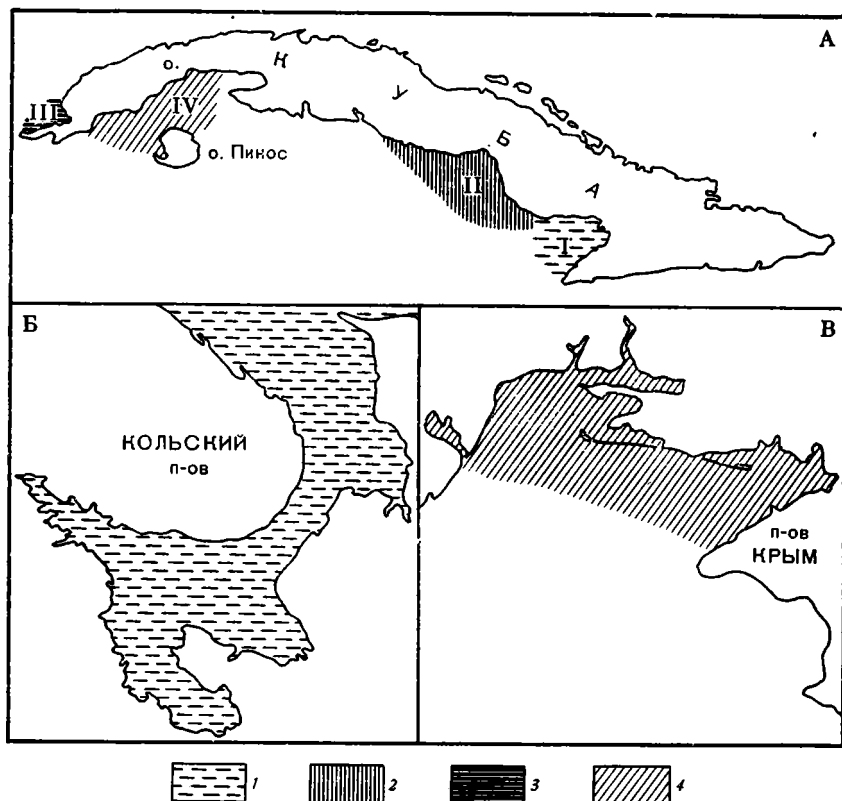
Примечание. В табл. 1, 2 и 4, 5: min и max — соответственно минимальное и максимальное содержание; $\bar{x}$ — среднее содержание; σ — стандартное отклонение; n — количество образцов (n для кварц-полевошпатового отношения обычно равно числу проанализированных образцов или меньше этого числа на количество проб, в которых полевые шпаты не были обнаружены).

Таблица 2

Среднее содержание минералов (%) и КПО в отложениях пляжей и подводного берегового склона (фракция 0,1—0,05 мм)

Район	n	Кварц				Полевые шпаты				Кварц-полевошпатовое отношение				
		min	max	$\bar{x}$	σ	min	max	$\bar{x}$	σ	n	min	max	$\bar{x}$	σ
Восточная Куба	60	0	84,0	11,81	14,8	0	30,7	6,68	6,8	56	0	84,0	4,19	12,1
Центральная Куба	46	0	81,0	19,48	21,8	0	24,6	3,95	5,2	37	0	87,0	8,30	15,6
Западная Куба	60	0	48,1	9,11	9,7	0	10,4	2,31	2,6	47	0,2	120,2	11,12	22,9
о. Пинос	51	44,7	100,0	93,94	9,1	0	9,8	0,67	1,7	20	8,7	248,0	124,75	82,1
Северо-западное побережье Черного моря	25	83,0	100,0	96,54	3,3	0	1,0	0,09	0,2	3	97,3	160,0	137,7	35,0
Побережье Белого моря	45	11,3	53,3	32,22	11,3	14,9	50,1	32,26	7,6	45	0,4	3,6	1,1	0,7

Примечание. В пляжных отложениях северо-западной части Черного моря исследовалась фракция 0,25—0,1 мм.



Среднее значение КПО в осадках шельфа

А — заливов Кубы: I — залив Гуаканаябо, II — залив Ана-Мария, III — залив Гуанаакабис, IV — залив Батабано; Б — Белого моря; В — северо-западной части Черного моря. Значения КПО: 1 — 1—3; 2 — 3—5; 3 — 5—19; 4 — 19,

верных широтах, соотношение этих минералов в коренных породах источника питания.

Рассмотрим теперь распространение кварца и полевых шпатов в породах питающих провинций и изменения, происходящие с ними в процессе седиментогенеза.

КОРЕННЫЕ ПОРОДЫ, ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ И АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Куба представляет собой молодую складчатую область, сложенную чрезвычайно разнообразным комплексом магматических, осадочных и метаморфических пород (Васильев, Павлидис, 1975). Несмотря на это, в распределении пород можно проследить определенную закономерность: с востока на запад не только увеличиваются площади распространения кварцсодержащих комплексов, но и появляются новые, все более высококварцевые разновидности пород (табл. 3).

Широко распространенные в пределах Восточной Кубы ультрабазиты и габброиды вообще не содержат кварца. Основным источником кварца в осадках шельфа и пляжа этого района являются, по-видимому, базальтовые порфиристы Сьерра-Маэстры, небольшие интрузии гранитоидов, распространенные локально вдоль южного побережья Кубы, и осадочные породы кайнозоя. В этих породах КПО, как правило, невысокое—0,17—0,50, и лишь в рыхлых отложениях оно достигает значения 1,1 (табл. 3, 4). Интересно, что в корях выветривания, развитых на бес-

Среднее содержание минералов (%) и КПО в коренных породах Кубы по данным Н. В. Павлова и др. (1973), В. Д. Чеховича (1966), Х. Фурразола-Бермудеса и др. (Furrazola-Bermudez et al., 1964) с дополнениями

Район распространения	Тип пород	Кварц	Полевые шпаты	Кварц-полевое отношение
Восточная Куба	Ультрабазиты	0	0	—
	Габброиды	0	40	0
	Вулканы основного состава	10	60	0,17
	Гранитоиды *	30	60	0,50
Центральная Куба	Вулканы основного состава	10	60	0,17
	Метавулканы	10	50	0,20
	Гранитоиды	30	60	0,50
Западная Куба	Ультрабазиты	0	0	—
	Метавулканы	20	50	0,40
	Вулканы основного состава	10	60	0,17
	Кристаллические сланцы	70	10	7,00
	Кварциты	95	0	—
о. Пинос	Дистен-ставролитовые сланцы	80	5	16,00
	Кварциты	95	0	—
	Гранитоиды *	30	60	0,50

* В пределах рассматриваемых районов распространены ограниченно.

кварцевых ультрабазитах Восточной Кубы, появляется гипергенный кварц в концентрациях, иногда превышающих 50% легкой подфракции. В результате среднее значение КПО в элювии на бескварцевых породах Восточной Кубы относительно высокое — 20,7 (табл. 5). Однако в данном случае мы имеем дело не с реликтовым (гипогенным), а с новообразованным в процессе выветривания (гипергенным) кварцем. Образование гипергенного кварца в элювии на ультрабазитах характерно не только для влажных тропиков, но и для других климатических районов, например для семиаридных (Геохимия и минералогия..., 1978).

Повсеместное распространение гипергенного кварца в элювии Восточной Кубы позволяет выявить интересную особенность современного седиментогенеза. Общеизвестно, что в районах распространения кор выветривания в аллювий (следовательно, и в конечные водоемы стока) главным образом поступают продукты гипергенеза, наиболее глубоко переработанные химически, т. е. элювий. Однако, как показали исследования в Восточной Кубе, аллювий существенно отличается от элювиальных отложений по содержанию отдельных минералов и, в частности, кварца. Аллювиальные обломочные продукты гораздо ближе к коренным породам и нижним горизонтам коры выветривания, чем к элювиальным отложениям, как по невысокому содержанию кварца, так и по значению (0,68) КПО (см. табл. 5). Вряд ли это объясняется механическим разрушением элювиального кварца в процессе речного переноса, так как кварц обладает большой абразивной прочностью, обусловленной весьма несовершенной спайностью и высокой твердостью этого минерала. Наиболее вероятно предположить, что это явление связано с тем, что даже в зоне развития кор глубокого химического выветривания в аллювиальных отложениях преобладают не элювиальные продукты, а обломочный материал, поступающий из нижних горизонтов коры выветривания и

Таблица 4

Среднее содержание минералов (%) и КПО в кайнозойских песчано-глинистых отложениях (фракция 0,1—0,05 мм)

Район	n	Кварц				Полевые шпаты				Кварц-полевошпатовое отношение				
		min	max	$\bar{x}$	σ	min	max	$\bar{x}$	σ	n	min	max	$\bar{x}$	σ
Восточная Куба	5	2,8	22,5	10,1	8,1	2,8	20,9	10,7	6,5	5	0,32	2,18	1,1	0,8
Центральная Куба	3	16,4	36,4	28,4	10,6	7,1	29,2	20,9	12,0	3	1,11	2,31	1,6	0,6
о. Пинос	14	92,4	100,0	96,2	2,7	0	1,0	0,2	0,3	5	93,9	247,0	187,6	75,6
Побережье Белого моря	60	4,5	49,5	29,5	10,1	4,9	45,9	28,16	10,2	60	0,5	2,2	1,1	0,36

Таблица 5

Среднее содержание минералов (%) и КПО в элювиальных и аллювиальных отложениях (фракция 0,1—0,05 мм)

Район	Генетический тип отложений	n	Кварц				Полевые шпаты				Кварц-полевошпатовое отношение				
			min	max	$\bar{x}$	σ	min	max	$\bar{x}$	σ	n	min	max	$\bar{x}$	σ
Восточная Куба	Элювий	10	0,8	52,8	25,15	19,3	0,4	39,9	7,03	12,0	10	0,5	105,6	20,7	36,4
	Аллювий	16	0	10,6	3,48	3,7	0,8	21,4	6,08	5,5	16	0	2,9	0,68	0,7
Центральная Куба	»	12	0	59,5	27,28	21,3	0	26,6	11,22	8,8	10	0,9	15,0	3,76	4,2
	Элювий	4	11,9	56,3	27,8	20,8	0	0,4	0,1	0,2	1	—	—	29,8	—
Западная Куба	Аллювий	12	0,5	90,6	37,34	30,1	0	10,5	4,09	3,1	11	0,2	53,1	13,25	16,3
	Элювий	8	10,2	99,1	66,32	36,5	0	19,4	5,89	8,7	4	1,2	243,5	62,2	120,8
о. Пинос	Аллювий	16	75,0	96,8	92,61	5,4	1,5	20,0	4,83	4,4	16	3,75	64,40	28,31	15,6
Северо-западное побережье Черного моря	»	5	22,4	55,0	38,04	13,2	31,8	43,2	36,80	4,1	5	0,7	1,5	1,0	0,3
Водосбор Белого моря															

Примечание. В аллювии рек северо-западного побережья Черного моря исследовалась фракция 0,25—0,1 мм.

даже из неизмененных коренных пород. При этом плотный железный панцирь (так называемая кираса), образующийся в поверхностном слое элювия латеритного типа, препятствует его эрозии.

Наряду с вулканическими породами основного состава в провинциях Центральной Кубы большее значение для питания прибрежно-шельфовых отложений обломочным материалом приобретают метавулканыты, гранитоиды и осадочные породы, содержащие кварц в количестве до 36,4% (см. табл. 3, 4). Коры выветривания распространены здесь ограниченно, и в аллювии концентрации кварца превышают относительно легко разрушаемые в процессе транспортировки полевые шпаты. В результате среднее значение КПО в аллювии рек Центральной Кубы достигает 3,76 (см. табл. 5).

В пределах Западной Кубы появляются существенно кварцевые породы: кристаллические сланцы (кварц — 70%, полевые шпаты — 10%) и кварциты, состоящие на 95% из кварца (см. табл. 3). В элювии, развитом на породах Западной Кубы, полевые шпаты, как правило, отсутствуют, а концентрация кварца в продуктах выветривания низкокварцевых или бекварцевых образований (в последних кварц гипергенный) достигает в среднем 27,8% (см. табл. 5). Однако в аллювиальных отложениях здесь, так же как и в пределах Восточной Кубы, доминирует материал из нижних горизонтов коры выветривания и невыветрелых коренных пород. В результате в аллювии почти постоянно встречаются полевые шпаты (до 10,5%) и среднее значение КПО составляет 13,25 (см. табл. 5).

Наконец, на о. Пинос распространены исключительно высококварцевые дистен-ставролитовые сланцы и мономинеральные кварциты (см. табл. 3). Разрушение этих пород, которое активизируется здесь развитием интенсивного химического выветривания, приводит к накоплению в прибрежной зоне и на пляже олигомиктовых и мономинеральных кварцевых песков. Однако накопление олигомиктовых отложений в прибрежной зоне о. Пинос связано в большей степени с разрушением существенно кварцевых пород, а не с химическим выветриванием.

При сравнении табл. 1, 2 с табл. 3—5 проявляется определенная закономерность, отражающая четкую зависимость распределения кварца, полевых шпатов и КПО в осадках прибрежно-шельфовой зоны Кубы от распространения этих минералов в породах и отложениях суши. При этом процессы химического выветривания не стирают особенностей минералогического состава терригенной компоненты осадка, зависящих от состава материнских пород. Повышение в процессе седиментогенеза относительных концентраций кварца и КПО в первую очередь, по-видимому, связано с истиранием полевых шпатов в процессе транспортировки. Этому способствует не только их относительно небольшая твердость и совершенная спайность полевых шпатов в двух направлениях, но и выветрелость (даже незначительная) этих минералов.

На формирование минералогического состава современных донных осадков Белого моря существенный отпечаток накладывают процессы, происходившие в ледниковый период недалекого геологического прошлого. Мощные толщии ледниковых отложений (иногда более 100 м) покрывают в настоящее время северные и центральные районы Русской платформы (Геология четвертичных отложений..., 1967) и являются одним из основных источников обломочного материала, поступающего в бассейн Белого моря. Поэтому, несмотря на существенное преобладание полевых шпатов над кварцем в кристаллических породах Кольского полуострова (табл. 6), в донных осадках наблюдаются обратные соотношения — КПО в среднем более единицы (см. табл. 1, 2). Это значение практически не отличается от КПО в рыхлых осадках побережья Белого моря (см. табл. 4) и в моренных отложениях Северо-Запада Европейской части СССР, которое составляет 1,25—2,0 в алевритовых фракции-

Среднее содержание минералов (%) и КПО в кристаллических породах Балтийского щита (Геология и петрология..., 1969)

Породы	Кварц	Полевые шпаты	Кварц-полево-шпатовое отношение
Амфибол-пироксен-плагноклазовые* сланцы	0	45,8	0
Пироксен-плагноклазовые сланцы*	0	47,3	0
Пироксенсодержащие амфиболиты*	1,5	33,9	0,04
Биотитовые гнейсо-сланцы	25,0	40,2	0,62
Биотитовые плагногнейсы	35,7	54,6	0,65
Биотитовые гнейсо-гранодиориты	18,2	54,1	0,34
Гранодиориты	18,6	62,4	0,30
Плагнограниты	25,7	61,9	0,42
Порфиروбластические микроклиновые гранодиориты	24,1	63,4	0,38
Амфибол-микроклиновые гранодиориты	14,7	64,4	0,23
Плагниомикроклиновые граниты	26,4	67,9	0,39
Лейкократовые граниты	30,4	66,5	0,46

* Распространены ограниченно.

ях (Яковлева, 1967) и несколько повышается (до 3,0—4,0) в песчаных фракциях (Рухина, 1973).

В аллювии рек Кольского полуострова наряду с моренным материалом поступают современные обломочные продукты докембрийских пород, и кварц находится примерно в равных соотношениях с полевыми шпатами (см. табл. 5).

Таким образом, в пределах северных широт, так же как и в тропиках, в процессе седиментогенеза наблюдается повышение относительных концентраций кварца и КПО, обусловленное истиранием абразивно менее устойчивых полевых шпатов во время транспортировки. Наиболее интенсивно этот процесс проходил в ледниковый период, и настоящие значения КПО в большей степени отражают физико-географические условия не современной эпохи, а плейстоцена. Важно отметить, что полевые шпаты в условиях северного холодного климата подвергаются не просто механическому разрушению, но и химическим преобразованиям, в результате чего переходят в гидрослюды (Евзеров, 1971). Поэтому в цеолитовых фракциях осадков Белого моря преобладают не полевые шпаты, а глинистые минералы — гидрослюды и монтмориллонит (Невеский и др., 1977).

Основным источником обломочного материала в шельфовой зоне северо-запада Черного моря служат третичные лессовидные алевроитово-глинистые отложения Южной Украины и Молдавии. Их обломочная часть состоит преимущественно из кварца (Наливкин, 1962). Метаморфические и магматические породы Украинского щита представлены главным образом разновидностями кислого состава с невысоким КПО (табл. 7), но в питании северо-западной части Черного моря осадочным материалом они не играют существенной роли, так как перекрываются остатками мезозойской коры выветривания каолинового профиля и продуктами ее переотложения. Обломочная компонента легкой подфракции этих кор выветривания, достигающих иногда 100-метровой мощности, состоит почти целиком из кварца (Веклич и др., 1960).

Другие генетические типы четвертичных отложений Южной Украины и Молдавии также содержат 90—100% кварца (Ромаданова, 1965; Негдаев-Никонов, Яновский, 1969).

Следовательно, накопление значительно обогащенных кварцем (вплоть до олигомиктовых) осадков прибрежной зоны северо-западной части Черного моря связано главным образом с высоким содержанием

Среднее содержание минералов (%) и КПО в кристаллических породах Украинского щита (Справочник по петрографии Украины, 1975)

Распространенные типы пород (% от общей площади щита)	Породы	Кварц	Полевые шпаты	Кварц-полевошпатовое отношение
80	Биотитовые гнейсы	33	52	0,63
	Гранат-биотитовые мигматиты	22	70	0,31
	Послойные биотитовые магматиты	28	58	0,48
	Чарнокиты	20	69	0,29
	Чарнокиты антипертитовые	6	72	0,08
	Чарнокиты антипертитовые, обогащенные кварцем	36	52	0,69
20	Граниты	25	72	0,35
	Гранодиориты	30	55	0,55
	Аляскиты	33	63	0,52
	Железистые и железисто-силикатные роговики*	50	0	—
	Кварциты*	90	0	—

* Распространены в пределах Криворожского железорудного месторождения.

кварца в отложениях и породах питающих провинций. Олигомиктовость терригенной обломочной части современных осадков этого района не отражает специфику выветривания на его водосборах в настоящее время. Она является скорее результатом интенсивного химического разложения кристаллических пород Украинского щита в мезозойское время, когда в пределах современной Украины существовал влажный тропический климат и формировались мощные коры выветривания каолинитового профиля, реликты которых сохранились до настоящего времени (Веклич и др., 1960). Именно эти мезозойские коры выветривания послужили основным источником третичных высококварцевых осадочных образований Южной Украины, являющихся в свою очередь материнскими по отношению к современным морским осадкам северо-западной части Черного моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют сделать важный вывод: **формирование минералогического комплекса терригенной обломочной части современных морских осадков определяется в основном составом материнских пород питающих провинций.** Влияние климата на этот процесс проявляется локально и не имеет решающего значения. Это связано, по-видимому, с особенностью настоящей геологической эпохи, которая относится к периоду усиленных тектонических движений (Швецов, 1958; Страхов, 1963). Области образования мощных элювиальных толщ на современном этапе развития Земли почти отсутствуют, так как на водосборных площадях преобладают эрозионные процессы. В связи с этим трансформация минералогического состава, происходящая на разных этапах седиментогенеза, обусловлена в большей степени абразивной устойчивостью минералов. В процессе седиментогенеза во всех климатических зонах наблюдается сокращение относительных концентраций абразивно неустойчивых минералов, например полевых шпатов, за счет их истирания во время переноса и переотложения. По мере истирания минералов увеличивается их реакционноспособность, и они преобразуются в глинистые минералы, которые составляют основную массу поступающей с суши пелитовой фракции.

Ограничивающее влияние климата на формирование минералогического состава современных морских осадков связано также с тем,

что даже интенсивность образования кор выветривания и степень химической переработки исходного материала во многом зависят от климатических факторов, таких, как рельеф, состав и строение выветриваемых пород (Васильев и др., 1978). Но даже в районах развития относительно мощных элювиальных образований в аллювий, а следовательно, и в прибрежную зону поступает менее измененный минералогически обломочный материал нижних горизонтов коры выветривания и невыветрелых коренных пород.

Большое значение имеет также то, что современные континенты, являющиеся питающими провинциями по отношению к морским и океаническим седиментационным бассейнам, на 75% площади покрыты разновозрастными осадочными образованиями (Швецов, 1958). Таким образом, основным источником терригенного обломочного материала в зоне морей и океанов являются осадочные породы, состав которых отражает условия осадкообразования того времени, когда эти породы образовались. Так как в истории Земли расположение климатических поясов неоднократно менялось (Страхов, 1960), то в настоящее время олигомиктовые и мономинеральные кварцевые песчаники различного возраста распространены в пределах всех климатических поясов (Петтиджон и др., 1976). Разрушение этих обогащенных кварцем пород в любой климатической зоне будет естественно приводить к формированию ортокварцитов (при отсутствии обломочного материала, поступающего из питающих провинций другого состава), что в настоящее время наблюдается, например, в прибрежно-шельфовой зоне северо-запада Черного моря и на побережье о. Пинос.

В заключение следует подчеркнуть, что несмотря на климатическую зональность седиментогенеза как в пределах континентов (Страхов, 1963), так и в океанах (Лисицын, 1974), отдельные составляющие этого процесса, в частности формирование минералогического состава терригенной обломочной части морских осадков, в современную эпоху определяются в первую очередь не климатом, а составом и строением исходных пород и тектоническими условиями в пределах водосборной площади и самого седиментационного бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

- Борисов А. А. Климатография Советского Союза. Л., Изд-во ЛГУ, 1970.
- Васильев В. П. Пляжевые отложения о. Пинос (Куба).— В сб.: Островные шельфы тропической зоны океана. М., Изд. Ин-та океанологии АН СССР, 1975, № 1.
- Васильев В. П. Минералогия донных осадков шельфа Кубы.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 3.
- Васильев В. П., Калинин В. В., Невесский Е. Н., Павлидис Ю. А. Трансформация минералогического состава терригенного материала в процессе его поступления в прибрежную зону океанических островов.— В кн.: Морфолитогенез и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М., «Наука», 1978.
- Васильев В. П., Павлидис Ю. А. Особенности минералогического состава рыхлых отложений питающих провинций Кубы.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4.
- Веклич М. Ф., Дядченко М. Г., Кондрачук В. Ю., Хатунцева А. Я. Особенности образования россыпей дотретичного возраста на территории Украинской ССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV. Россыпи. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Геология и петрология гранитно-гнейсовой области Юго-Западной Карелии. Л., «Наука», 1969.
- Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Л., «Недра», 1967.
- Геохимия и минералогия почв сухих степей Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1978.
- Евзеров В. Я. О характере выветривания горных пород Кольского полуострова в антропогене.— В кн.: Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л., «Наука», 1971.
- Ионин А. С., Павлидис Ю. А., Авельо Суарес О. Геология шельфа Кубы. Морфолитогенез и позднечетвертичная история. М., «Наука», 1977.
- Казанский Ю. П. Седиментология.— Тр. Ин-та геол. и геофизики СО АН СССР, 1976, вып. 294.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.

- Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М., «Наука», 1978.
- Наливкин Д. В. Геология СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Национальный атлас Кубы. Гавана, 1970.
- Невесский Е. Н., Медведев В. С., Калинин В. В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М., «Наука», 1977.
- Негадаев-Никонов К. Н., Яновский П. В. Четвертичные отложения Молдавской ССР. Кишинев, «Карта Молдовеняскэ», 1969.
- Окнова Н. С. Распределение минералов по размерным фракциям в платформенных отложениях.— Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 3.
- Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. М., «Наука», 1978.
- Павлов Н. В., Григорьева И. И., Муньос-Урбино М. Хромитовосность ультрабазитов Кубы.— В кн.: Геология полезных ископаемых Кубы. М., «Наука», 1973.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М., «Мир», 1976.
- Ромоданова А. П. Водно-ледниковые отложения юго-западной части Русской равнины.— В кн.: Материалы по четвертичному периоду Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород.— В кн.: Химия земной коры, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Рухина Е. В. Литология ледниковых отложений. Л., «Недра», 1973.
- Сенин Ю. М., Емельянов Е. М., Лозовая Н. Г. О климатической зональности минерального состава и терригенно-минералогических провинциях донных осадков шельфа Западной Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 2.
- Солдатов А. В., Харин Г. С., Емельянов Е. М., Сенин Ю. М. Современные терригенно-вулканогенные минералогические провинции Атлантического океана.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.
- Справочник по петрографии Украины (магматические и метаморфические породы). Киев, «Наукова думка», 1975.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, II. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Страхов Н. М. Две схемы современного глобального литогенеза и их методология.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 8.
- Типы донных осадков Атлантического океана. Калининград, 1975.
- Чехович В. Д. Геологическое строение и история геологического развития Больших Антилл.— Автореф. канд. дис. М., МГУ, 1966.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Яковлева С. В. Некоторые литологические особенности разновозрастных морен.— В кн.: Геология четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР. Л., «Недра», 1967.
- Brewer R. Fabric and Mineral Analysis of Soils. New York — London — Sydney, 1964.
- Campbell J. S., Clark D. L. Pleistocene turbidites of the Canada abyssal Plain of the Arctic Ocean.— J. Sediment. Petrol., 1977, v. 47, № 2.
- Furrazola-Bermudez J., Judoley C. M., Mijailovskaya M. S., Miroljubov Y. S., Novojatcky I. P., Jimenes A. N., Solsona J. B. Geologia de Cuba, La Habana, 1964.
- Griffin J. J., Goldberg E. D. Recent sediments of Caribbean Sea.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir, 1969, No. II.
- Krynine P. D. Arkose deposits in the humid tropics.— Amer. J. Sci., 1935, v. 29.
- Ross D. A. Atlantic continental shelf and slope of the United States — heavy minerals of the continental margin from southern Nova Scotia to northern New Jersey.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1970, No. 529-G.
- Shukri N. M. The mineralogy of the Nile sediments.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1950, v. 105.
- Van Andel Tj. H. Recent marine sediments of Gulf of California.— In: Marine Geology of the Gulf of California. A symposium. Memoir 3. AAPG, Tulsa, Oklahoma, U. S. A., 1964.

УДК 552.574 : 552.578

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕРАСТВОРИМОЙ ЧАСТИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ОСАДКОВ

П. Н. КУПРИН, В. М. СОРОКИН

Проведена сравнительная характеристика состава нерастворимой части органического вещества (НОВ) осадков морских бассейнов из различных климатических зон. НОВ голоценовых осадков Белого моря характеризуется существенной примесью, имеющей наземное (растительное) происхождение. НОВ голоценовых осадков залива Сидра Средиземного моря, имея явно планктонное происхождение, отличается значительной окисленностью. В НОВ среднеюрмских отложений фиксируется примесь соединений, свойственных наземной растительности. Подобный состав НОВ может быть связан частично с увеличением роли терригенной органики во время межледникового потепления, а частично с окислением исходного органического вещества. Нерастворимая часть концентрированных и рассеянных разностей органического вещества глубоководных голоценовых осадков и позднемiocеновых отложений Черного моря характеризуется сапропелевым составом и образовалась за счет фитопланктона. При этом обнаруживается большая преобразованность НОВ из обогащенных C_{org} позднемiocеновых отложений по сравнению с НОВ сапропелеподобных голоценовых осадков.

Нерастворимая часть органического вещества (НОВ) выделяется из предварительно обработанной хлороформом, спиртобензолом и слабой щелочью пробы осадков или породы путем разрушения их минеральной основы. В балансе органического вещества (ОВ) на ее долю приходится обычно от 55 до 95%, причем наибольшее количество НОВ отмечается в отложениях, прошедших более высокую стадию литогенеза. Многие исследователи (Вассович, 1973; Дегенс, 1967) справедливо видят в НОВ главный источник углеводородных соединений, из которых формируются скопления нефти и газа. По сравнению с другими группами ОВ изучение состава и свойств его нерастворимой части из-за сложной методики и длительности процесса выделения очень затянулось и началось по-настоящему в последнее десятилетие.

Статья посвящена сравнительному изучению НОВ осадков и молодых пород, накапливавшихся в различных физико-географических и геологических условиях. Учет этих различий позволяет определить роль фациальных обстановок в формировании генетически отличных типов исходного органического материала. Исследовалась нерастворимая часть ОВ позднечетвертичных осадков Белого, Средиземного и Черного морей и верхнемiocеновой породы, поднятой в скв. 380А (Черное море, «Гломар Челленджер») с глубины 855 м ниже уровня дна.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Концентраты НОВ получены рекомендованным способом (Методы..., 1975; Четверикова и др., 1974) и изучались углепетрографическим, химическим, спектральным, рентгеноструктурным, термогравиметрическим и ЭПР методами. Углепетрографические микроскопические исследования выполнены Г. М. Парпаровой (ВНИГРИ) в проходящем ($\times 1000$), отраженном ($\times 1000$) и ультрафиолетовом ($\times 50$) свете в прозрачно-поли-

рованных шлифах. Элементный состав НОВ изучен О. П. Четвериковой (ВНИГРИ) и Т. М. Иртеньевой (МГУ) в стандартных условиях микроанализа. Химическая структура НОВ методом ИКС определена Е. М. Файзуллиной (ВНИГРИ). ИК-спектры получены для прессованных с оптически чистым бромистым калием таблеток при концентрации вещества 0,35%.

Съемка спектров проводилась на двухлучевом спектрометре (призмы KBr и LiF) в интервале $3800 - 2400$ и $2000 - 670 \text{ см}^{-1}$. Для суждения об участии основных групп и связей в химической структуре исследуемых образцов проведены приближенно-количественные измерения оптической плотности (D) в максимумах соответствующих полос поглощения ИК-спектров. Расчеты выполнялись методом базисной линии. Рентгеноструктурные исследования выполнены В. И. Дубовиком (ВНИГРИ) на аппарате Дрон-1,5 по усовершенствованной методике (Дубовик, Четверикова, 1974). Термогравиметрический анализ проведен на дериватографе кафедры инженерной геологии и грунтоведения МГУ. Измерения ЭПР сделаны А. Н. Тихоновым на физическом факультете МГУ. Использовался спектрофотометр Е-4 («Вариан»). Запись спектров для всех образцов проводилась при комнатной температуре в стандартных условиях. При записи в диапазоне развертки 4000 гс СВЧ-мощность (P) составляла 10 мвт , амплитуда ВЧ-модуляции (Нм) — 8 гс ; при записи в диапазоне 100 гс СВЧ-мощность варьировалась от $0,5$ до 20 мвт , амплитуда ВЧ-модуляции — 4 гс (*peak to peak*); коэффициент усиления выбирался в зависимости от интенсивности сигналов ЭПР. Полученные результаты позволяют выделить спектры ЭПР свободнорадикального типа и сигналы ЭПР со сложной сверхтонкой структурой, которая обычно характеризует химические элементы переходной группы (Fe , Cu , Mn и др.). Спектры ЭПР свободнорадикального типа имеют g , приблизительно равный g -фактору свободного электрона ($g \approx 2,0$) и характерную $\Delta H_{pp} \approx 5 \div 7,5 \text{ гс}$ (расстояние между экстремумами производной линии поглощения); форма сигнала для всех проб симметрична. Концентрация свободнорадикальных парамагнитных центров (КПЦ) вычислялась с некоторым приближением по формуле:

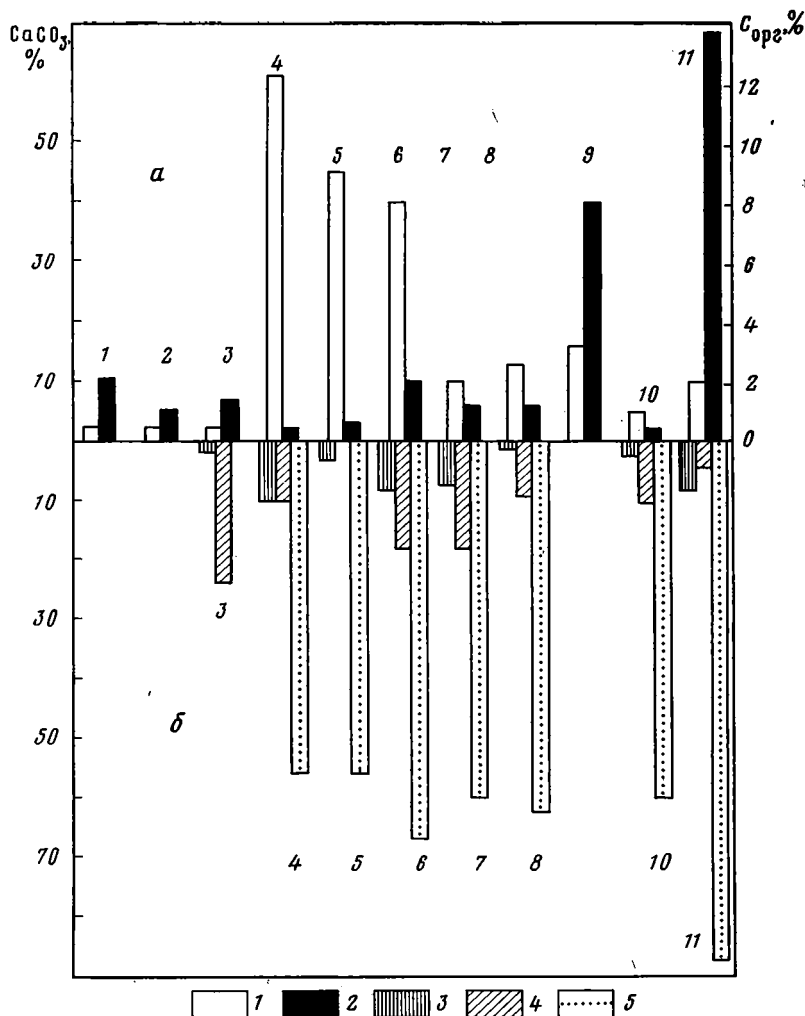
$$\text{КПЦ} = \frac{I_{\max} \cdot (\Delta H_{pp})^2}{K \cdot W},$$

где $I_{\max}$ — амплитуда кривой производной сигнала, K — коэффициент усиления спектрометра, W — вес пробы, $г$; числитель этой формулы пропорционален площади, ограниченной кривой поглощения. Согласно стандарту, одна единица площади при $P=2 \text{ мвт}$ и $\text{Нм}=4 \text{ гс}$ примерно соответствует 10^{14} спин , а при $P=10 \text{ мвт}$ и $\text{Нм}=8 \text{ гс}$ — 10^{13} спин .

ХАРАКТЕРИСТИКА НЕРАСТВОРИМОЙ ФРАКЦИИ ОВ

Ниже приводится характеристика состава НОВ, извлеченного из осадков Белого (3 пробы), Средиземного (3 пробы) и Черного (5 проб) морей. Изученные осадки представлены существенно глинистыми отложениями. Количество содержащегося в них карбоната кальция и органического углерода, а также групповой состав ОВ показаны на фиг. 1.

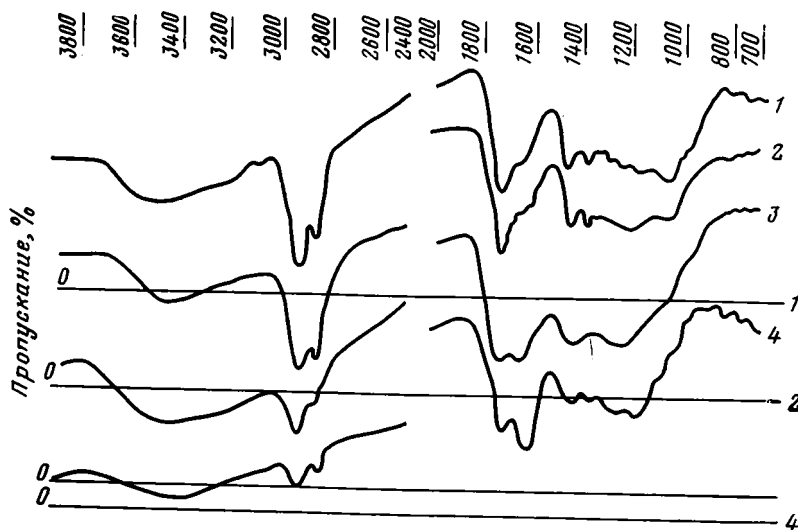
Белое море. Петрографическое изучение показало, что основная масса НОВ из осадков Белого моря (БМ-34) представлена коричнево-желтым веществом типа коллоальгинита с включениями (до $1,5 \text{ мм}$) α -витринита и γ -феллинита; γ -феллинит (остатки пробковой ткани древесины) состоит из таблитчатых клеток размером $0,04 \times 0,04 \text{ мм}$. В НОВ отмечаются также единичные обломки α - и β -фузинита длиной от $0,12$ до $0,7 \text{ мм}$ и липонидные обрывки ($0,29 \times 0,03 \text{ мм}$). Показатель преломления коллоальгинита — $1,668$, витринита — $1,678 - 1,682$. В элементном составе НОВ выявлено пониженное содержание водорода (БМ-9 — $5,9\%$, БМ-34 — $5,4\%$) и высокое содержание гетероатомов ($36,7$ и $36,9\%$ соот-



Фиг. 1. Диаграммы содержания CaCO_3 , $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках (а) и группового состава ОВ (б): Белое море: 1 — БМ-61 0—10 см (гл. 5 м) Q_{IV} Ругозерская губа; 2 — БМ-9 0—10 см (гл. 100 м) Q_{IV} Кандакшский залив; 3 — БМ-34 10—20 см (гл. 150 м) Q_{IV} Бассейн; Средиземное море (з. Сидра): 4 — СМ-4 0—21 см (гл. 100 м) Q_{IV} ; 5 — СМ-5 10—20 см (гл. 1400 м) Q_{IV} ; 6 — СМ-5 147—180 см (гл. 1400 м) Q_{III} ; Черное море: 7 — ЧМ-197 5—31 см (гл. 18,5 м) Q_{IV} авандельта Дуная; 8 — ЧМ-89 0—45 см (гл. 96 м) Q_{IV} шельф к западу от м. Херсонес; 9 — ЧМ-151 35—51 см (гл. 460 м) Q_{IV} континентальный склон к югу от Керченского пролива; 10 — ЧМ-13 115—120 см (гл. 1100 м) Q_{III} северо-западный континентальный склон; 11 — скв. 380А-56 855 м (гл. 2115 м) N_{1m}^3 ; 1 — содержание $\text{C}_{\text{орг}}$, %; 2 — содержание CaCO_3 , %; 3 — содержание битумоидов в ОВ, %; 4 — содержание гуминовых кислот в ОВ, %; 5 — содержание НОВ в ОВ, %

ветственно). При этом НОВ характеризуется относительно низким (1,22 и 1,12) атомарным отношением $\text{H} : \text{C}_{\text{ат}}$.

Изучение химической структуры НОВ методом ИКС (фиг. 2) свидетельствует о сравнительно невысоком содержании связей $\text{C}-\text{H}$ групп CH_2 насыщенных структур: величина оптической плотности полосы поглощения 2930 см^{-1} , пропорциональная содержанию групп CH_2 насыщенных структур, равна всего 0,34. В то же время наблюдается достаточно высокое содержание в НОВ связей $\text{C}=\text{C}$ ароматических и кислородно-ароматических (хиноидного типа) структур (полоса $1625-1600 \text{ см}^{-1}$, $D=0,53$), присутствие связей конечных групп CH_3 (2960 см^{-1}), а также установлено высокое содержание кислородных карбонильных



Фиг. 2. ИК-спектры поглощения НОВ.

1 — обр. 380А-56; 2 — горючий сланец, I₃, Кашпирская площадь Волго-Уральской области; 3 — обр. БМ-34 (10—20 см); 4 — глина, N₁, Серноводский район, Северный Кавказ

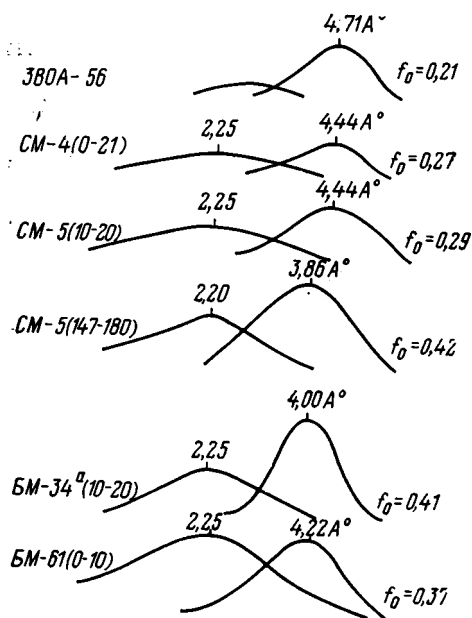
соединений со связями $\text{C}=\text{O}$ типа у кислот, кетонов, альдегидов, сложных эфиров (полоса $1710\text{--}1700\text{ см}^{-1}$, $D=0,54$). Структуры с длинными парафиновыми цепями (полоса 720 см^{-1}) отмечены в виде следов.

Данные рентгеноструктурного анализа двух проб НОВ осадков Белого моря указывают на присутствие ароматических структур: межплоскостные расстояния равны 4,00 и 4,22 Å, коэффициент ароматичности $f(a)$ — 0,41 и 0,37 (фиг. 3).

Анализ спектров ЭПР нерастворимой фракции ОВ двух проб осадков Белого моря выявил довольно высокую концентрацию в них свободнорадикальных парамагнитных центров и парамагнитных ионов таких металлов, как железо и медь. Вместе с тем отмечается различие в состоянии и концентрации парамагнитных центров. Например, на фиг. 4 видно, что в спектрах ЭПР этих проб наблюдаются существенные различия в концентрациях и положении ионов Fe^{2+} и Cu^{2+} . На кривой обр. БМ-34 сигнал ЭПР для Fe^{2+} (линия с $g \approx 4,2$) значительно больше и выражен он гораздо контрастнее, чем на кривой обр. БМ-61. В то же время в центральной части спектра ЭПР обр. БМ-61 присутствует широкая линия ($\Delta H_{\text{гр}} \approx 700\text{--}800\text{ гс}$, вероятно Fe^{2+}), которая отсутствует на кривой обр. БМ-34. Это указывает на то, что состояние и окружение соответствующих парамагнитных центров в этих образцах заметно отличается.

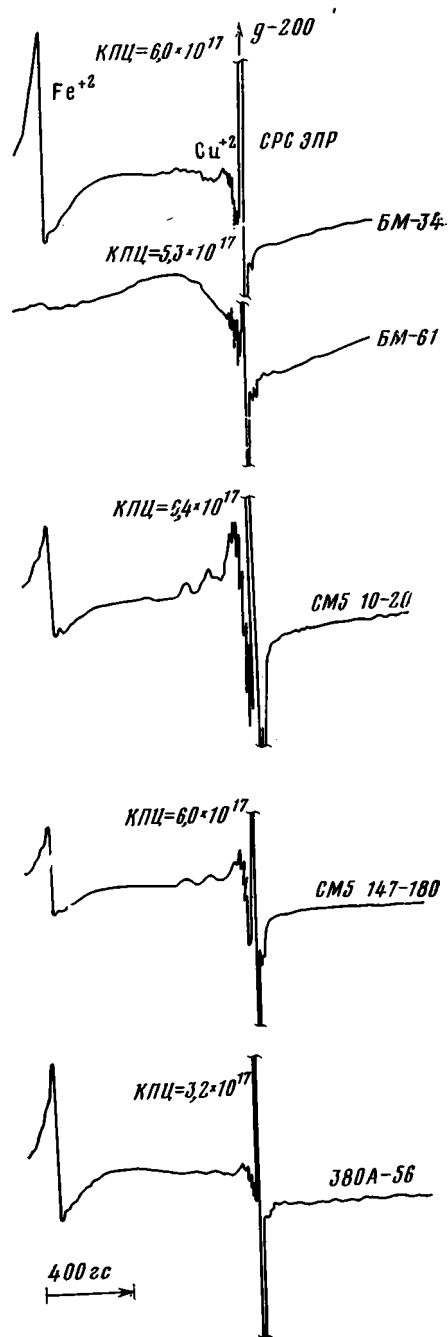
Интерпретация полученных результатов показывает, что в НОВ голоценовых осадков Белого моря даже в центральных, наиболее удаленных от суши районах, присутствует большое количество форменных остатков высшей наземной растительности (витринит, фюзинит, феллинит). По элементному составу изученные образцы характеризуются высоким отношением $\text{O} : \text{C}_{\text{ат}}$ (0,48); степень окисленности (сО) и степень молекулярной ассоциированности (сА) для НОВ обр. БМ-34 и БМ-9 составляет соответственно (—0,04) и (—0,07) и 0,47, 0,45. По этим значениям НОВ оказывается близким к торфам (Веселовский, 1954), а по величине $\text{H} : \text{C}_{\text{ат}}$ — к смешанным разностям рассеянного органического вещества (РОВ) пород ранней стадии катагенеза (Вассоевич, 1973). ИК-спектр НОВ осадков Белого моря близок к ИК-спектрам смешанных разностей

рассеянного органического вещества пород, находящихся на буроугольной стадии литогенеза (см. фиг. 2). Так, И. А. Шакс и Е. М. Файзуллина (1974) указывает, что для гумусовых разностей РОВ величины оптической плотности полос поглощения 2930, 1700—1710, 1600—1625 см^{-1} колеблются соответственно от 0,22 до 0,52, от 0,15 до 0,74 и более 0,5, а для сапропелевых — от 0,52 до 1,0, от 0,15 до 0,44 и менее 0,4. Величины тех же полос поглощения НОВ беломорских осадков, как отмечалось выше, составляют 0,34, 0,54 и 0,53, что близко к характеристикам гумусовых разностей РОВ пород. В. И. Дубовик и О. П. Четверикова (1974) показали, что для сапропелевых разностей РОВ характерен максимум с межплоскостным расстоянием на дифрактограммах, равный 4,42 Å; это указывает на присутствие соединений с фрагментами линейных структур углерода. Максимум с межплоскостным расстоянием, равным 3,5—3,7 Å, является базальным рефлексом, устанавливающим наличие ароматических структур, и свойствен нерастворимой фракции гумусового РОВ. Коэффициент ароматичности в пробах НОВ для сапропелевых разностей



Фиг. 3

Фиг. 3. Максимумы кривых рентгеноструктурного анализа (дифрактограммы) при указанных величинах межплоскостных расстояний (d/n , Å), f_0 — коэффициент ароматичности



Фиг. 4

Фиг. 4. Спектры ЭПР. СРС — свободнорадикальный сигнал; КПД — концентрация парамагнитных центров

РОВ составляет менее 0,3, а для гумусовых — 0,3—0,8. Результаты рентгеноструктурного исследования НОВ осадков Белого моря, таким образом, позволяют отметить в его составе значительное количество ароматических структур.

Следовательно, по всему комплексу данных в составе НОВ голоценовых осадков Белого моря устанавливается существенная роль компонентов, собственных небитуминозной части гумусовых разностей РОВ пород. Поэтому изученные образцы НОВ могут быть отнесены к смешанному классу РОВ.

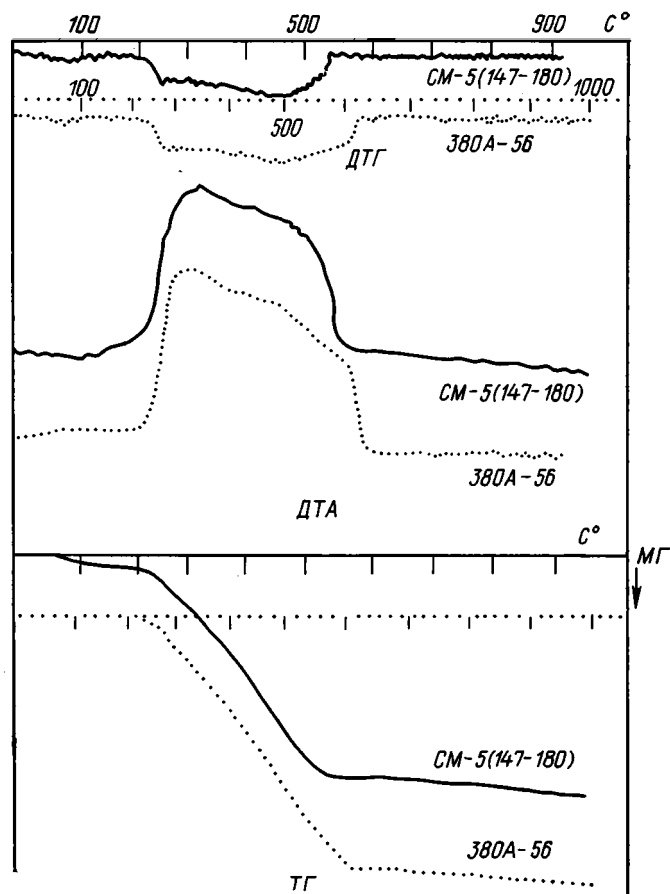
Средиземное море (залив Сидра). В осадках залива Сидра Средиземного моря выявлена неоднородность состава НОВ. По этому району исследовались два образца из голоценовых (СМ-4 (0—21 см) и СМ-5 (10—20 см)) и один образец из средневюрмских (СМ-5 (147—180 см)) отложений. Осадки залива Сидра характеризуются высоким содержанием карбоната кальция и в верхней части сильно окислены (см. фиг. 1).

Углететрографическое и физико-химическое изучение двух проб НОВ по разрезу одной и той же колонки осадков наглядно указывает на существование различия их состава. Так, в обр. СМ-5 (10—20) органическое вещество на 98% представлено буровато-коричневатой нелюминесцирующей комковатой массой с показателем преломления 1,668. Около 2% в нем составляют желтовато-оранжевые обрывки лейптинита размером в сотые доли мм. Природа ОВ не совсем ясна, возможно, что это сорбомикстинит. Содержание в элементном составе НОВ водорода ($H = 5,02\%$) и отношение $H : C_{ат}$ (1,02) характеризуются низкими величинами; зато много гетероатомов (36,4%). По данным рентгеноструктурного анализа НОВ голоценовых осадков отличается довольно высокими величинами межплоскостных расстояний ($d/n = 4,44 \text{ \AA}$ для обоих образцов) и низким коэффициентом ароматичности ($f(a) = 0,27$ и $0,29$; см.) (фиг. 3).

Нерастворимая фракция ОВ обр. СМ-5 (147—180) имеет несколько иной состав. В нем примерно 88% приходится на коричневатое-желтое вещество типа коллоальгинита с показателем преломления 1,674. Не менее 10% составляют обломки витринита, иногда с остатками структур, в некоторых случаях — с включениями микроспоринита. В небольших количествах присутствуют обломки фюзеноаттрита (<1%), обрывки лейптинита (2%) и единичные зерна талломоальгинита. В элементном составе НОВ заметно снижение доли углерода (всего 50%) и некоторое возрастание содержания водорода (5,8%), что обуславливает и возрастание отношения $H : C_{ат}$ до 1,4. По дифрактограмме обр. СМ-5 (147—180) отмечено, по сравнению с пробами голоценовых осадков, уменьшение межплоскостного расстояния до 3,86 Å и увеличение коэффициента ароматичности до 0,42 (см. фиг. 3).

Термогравиметрический анализ пробы НОВ СМ-5 (147—180) показывает, что основная потеря веса (79,4%) при нагревании до 1000°С происходит в интервале 150—555°С; этому интервалу на кривых ДТА соответствуют экзотермические эффекты. Общая же потеря веса достигает до 90,7% (фиг. 5).

Нерастворимая фракция ОВ голоценовых осадков залива Сидра Средиземного моря характеризуется, таким образом, специфическими чертами строения. Основным его микрокомпонентом является сорбомикстинит (?). В элементном составе НОВ установлено более низкое, чем в Белом море, содержание водорода и почти такое же содержание углерода и гетероатомов. Это вещество в целом по ряду параметров довольно близко к беломорскому, но отличается от него большей степенью окисленности. Рентгеноструктурные исследования НОВ голоценовых осадков залива Сидра дают параметры, близкие к таковым сапропелевых разностей РОВ. Основываясь на результатах анализов, рассмотренное выше НОВ можно отнести к сильно окисленному сапропелевому классу РОВ.



Фиг. 5. Дериватограммы НОВ из среднеюрмских осадков Средиземного моря и верхнемиоценовых глин с сапропелем Черного моря. ДТГ, ДТА — дифференциальные кривые нагревания, ТГ — кривая потери веса

Достаточно сильно отличается от изученных образцов проба НОВ среднеюрмских осадков залива Сидра. В микрокомпонентном составе его преобладает коллоальгинит, но почти 12% составляют детритные формы наземной растительности — витринит и фюзенит. НОВ характеризуется минимальным содержанием углерода, максимальным — гетероэлементов, максимальным отношением $O : C_{ат}$ (0,66). Значения sA и sO для него соответственно 0,31 и $-0,018$. По этим показателям описываемое НОВ стоит особняком среди изученных образцов и по составу близко к высшей наземной растительности (Успенский, 1970). Рентгеноструктурные данные позволяют установить в НОВ значительное количество и даже преобладание ароматических структур. Полученные результаты свидетельствуют о большой примеси в НОВ этого образца остатков высшей наземной растительности и позволяют отнести его к смешанному классу РОВ.

Черное море. Нерастворимой фракции осадков Черного моря была посвящена специальная статья (Куприн, Сорокин, 1976). К тому, что уже опубликовано, можно добавить результаты изучения НОВ в одной из проб керна глубоководной скважины 380А (впадина Черного моря). Общие сведения по ОВ обр. 380А-56 приведены на фиг. 1. Нерастворимая фракция была получена из глин, сильно обогащенных ОВ, незначительно песчано-карбонатных. Залегая на глубине 855 м, глины испытали оп-

ределенные катагенетические преобразования и имеют полутвердую консистенцию. Органическое вещество этого образца на 88% состоит из коллоальгинита с показателем преломления 1,601 и на 10% из талломоальгинита. В элементном составе НОВ зафиксировано высокое содержание Н и С (8,51 и 66,19% соответственно) и высокое их атомное отношение (1,54).

По ИК-спектру (см. фиг. 2) в химической структуре рассматриваемого образца НОВ увеличено содержание связей $C=H$ групп CH_2 насыщенных структур (интенсивные полосы 2930, 2860, 1465 cm^{-1} ; величина оптической плотности полос 2930 и 2860 cm^{-1} соответственно равна 0,73 и 0,43) и небольшая доля связей $C=H$ групп CH_3 в боковых радикалах (слабо выраженные полосы поглощения 2969 и 1378 cm^{-1} , $D=0,07$). В составе НОВ имеется много кислородных карбонильных групп (полоса в области 1710—1700 cm^{-1} , $D=0,50$), принадлежащих карбоновым кислотам, кетонам, альдегидам, ароматическим сложным эфирам и, возможно, хиноидного типа структурам, гидроксильных (полоса 3450 cm^{-1}) групп, связей $C=O$ (1300—1100 cm^{-1}) и обедненность ароматическими связями $C=C$ (3060, 1625—1600 cm^{-1} , $D=0,33$) и связями $C-H$ ароматических структур разных типов замещения (слабые полосы в области 900—700 cm^{-1}). В ИК-спектре наблюдается слабо выраженная полоса 720 cm^{-1} , указывающая на наличие длинных парафиновых цепей.

По рентгеноструктурным данным НОВ обр. 380А-56 характеризуется величиной $d/n=4,71 \text{ \AA}$ и коэффициентом ароматичности, равным 0,21 (см. фиг. 3).

Термогравиметрический анализ пробы 380А-56 свидетельствует о том, что деструкция НОВ протекает в интервале 200—620°С с двумя экстремумами при 200—370 и 370—620°С. При этом потеря веса достигает 97,8%, общая потеря веса при нагревании до 1000°С равна 96,7% (см. фиг. 5). Из этого следует, что органическое вещество содержит большое количество сравнительно легко разрушаемых компонентов с цепочечными структурами.

По данным ЭПР проба 380А-56 характеризуется невысоким содержанием свободнорадикальных парамагнитных центров и большим количеством парамагнитных ионов Fe и Cu (см. фиг. 4).

НОВ черноморских осадков отличается от НОВ осадков Белого и Средиземного морей. Органическое вещество сапропелеподобных отложений (обр. ЧМ-151 (35—51)) состоит из коллоальгинита (96%) с показателем преломления 1,602, что значительно ниже, чем у коллоальгинита образцов Белого и Средиземного морей (Куприн, Сорокин, 1976). В химическом составе этой пробы НОВ содержится много Н и С и гораздо меньше, чем в беломорских и средиземноморских, гетероэлементов (28,8%). Для него свойственно высокое отношение $H:C_{ar}$ (1,45), пониженное значение $O:C_{ar}$ (0,34). Степень ассоциированности возрастает до 0,53, а степень окисленности падает до 0,19. По ИК-спектрам и рентгеноструктурной характеристике ОВ обр. ЧМ-151 (35—51) близко к сапропелевому веществу осадочных пород, т. е. оно по всем показателям является сапропелевым. В данном случае интересно сравнить его с НОВ из глин глубоководной скважины (обр. 380А-56), уже претерпевших постдиагенетические преобразования. НОВ обр. 380А-56 также состоит из коллоальгинита. В элементном составе его возрастает количество С и Н и падает значение гетероэлементов. Вследствие этого увеличивается отношение $H:C_{ar}$ (1,54) и уменьшается $O:C_{ar}$ (0,22), а также степень окисленности (—0,24). В химической структуре НОВ повышается роль насыщенных алифатических и ациклических соединений и длинных парафиновых цепей. Параллельно этому увеличивается количество ароматических соединений. Таким образом, НОВ сапропелевых глин обр. 380А-56 является более преобразованным, чем НОВ черноморских сапропелеподобных глинистых илов.

Нерастворимая фракция ОВ из черноморских осадков с невысоким содержанием $C_{орг}$ ЧМ-89 (0—45) и особенно ЧМ-13 (115—120) (Куприн, Сорокин, 1976) также близка по составу к сапропелевому НОВ (обр. ЧМ-151 (35—51) и обр. 380А-56). Это прежде всего обнаруживается по более высокому содержанию в обр. ЧМ-89 и ЧМ-13 водорода и углерода, чем в беломорских и средиземноморских образцах, меньшему отношению $O : C_{ат}$ (0,30) и большему — $H : C_{ат}$, меньшей окисленностью ($cO = -0,14$) и большей ассоциированностью ($cA = 0,55$). В них отмечается больше цепочечных углеродных структур, меньше ароматических соединений оптическая плотность полосы поглощения 2930 см^{-1} обр. ЧМ-13 (115—120) = 0,66, коэффициент ароматичности 0,1, а $d/n = 4,96\text{ \AA}$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выявленные особенности состава и строения НОВ осадков Белого, Черного и Средиземного морей можно объяснить, если принять во внимание условия осадконакопления в этих бассейнах. Белое море лежит в холодной гумидной климатической зоне. В силу высокой заболоченности окружающих его областей с суши в бассейн выносятся большое количество взвешенного и особенно растворенного гумусового¹ органического вещества, доля которого в общем балансе ОВ морских вод может достигать 45% (Максимова, 1961). Вследствие этого в захороняющемся ОВ и, в частности, в его нерастворимой фракции, существенную роль играют гумусовые компоненты и НОВ имеет смешанный состав.

Залив Сидра Средиземного моря примыкает к пустыне Сахара, лежащей в типичной аридной зоне. Первой особенностью региона является почти полное отсутствие выноса в залив терригенного вещества реками. Поэтому источником ОВ осадков может служить только фитопланктон, т. е. материал, который обуславливает сапропелевый состав захороняющегося ОВ. Вторая особенность заключается в существовании окисленной обстановки не только в воде, но и в осадках, которые отличаются высокой карбонатностью. Пробы НОВ СМ-4 (0—21) и СМ-5 (10—20) выделены из голоценовых осадков, накопившихся во время последне-говекового потепления (Шимкус, 1975). Так как трудно представить иной источник ОВ осадков, кроме планктона, то особенности состава и строения НОВ можно объяснить значительным преобразованием (окислением) исходного органического материала. Действительно, по петрографическим признакам НОВ сложено бесструктурным веществом типа сорбмикстинита (?), и в нем практически отсутствуют остатки наземной растительности. Вместе с особенностями химического состава это указывает на то, что планктоногенное ОВ в процессе диагенеза подверглось окислению, приведшему к дегидрогенизации вещества и увеличению отношения $O : C_{ат}$.

Накопление средневюрмских осадков, обогащенных ОВ, протекало в стадию относительно более теплого климата во время последнего оледенения (Шимкус, 1975), когда существенно, по-видимому, увеличился терригенный снос. Эти особенности климата и определили наличие в составе НОВ средневюрмских отложений значительной примеси гумусового материала; вместе с тем, так же как и в голоцене, в средневюрмское время могли интенсифицироваться процессы окисления ОВ, что также могло изменить его первоначальный состав.

Суша, окружающая Черное море, большей частью лежит в умеренной гумидной климатической зоне. Теплые температурные условия и

¹ Под гумусовым мы понимаем вещество (компоненты, материал), образующееся из форменных остатков и природных экстрактов высшей наземной растительности, переносимых в бассейн седиментации во взвешенном, коллоидном и растворенном виде и отлагающихся в осадки в детритной и молекулярно-дисперсной форме, и характеризующееся в химическом составе преобладанием ароматических структур.

большие запасы питательных веществ, приносимых реками, контролируют высокую продуктивность фитопланктона в бассейне, которая во много раз превышает количество терригенного ОВ, преимущественно осаждающегося в мелководных районах шельфа. Этим, по-видимому, и объясняется, что НОВ глубоководных осадков имеет планктоногенное происхождение и сапропелевый состав. К тому же несомненно влияние на состав НОВ осадков Черного моря сероводородного заражения воды. В отличие от окислительных условий залива Сидра, приводящих к окислению НОВ, в Черном море НОВ характеризуется значительной восстановленностью.

ВЫВОДЫ

1. Нерастворимая фракция ОВ голоценовых осадков центральных, более глубоководных участков Белого моря содержит в себе большое количество гумусовых веществ и является смешанным по составу.

2. Нерастворимая фракция голоценовых и средневюрмских осадков залива Сидра Средиземного моря обладает специфическими чертами и отличается как от беломорских и черноморских образцов, так и друг от друга. НОВ голоценовых осадков, планктоногенное и сапропелевое по своей природе, сильно окислено, что привело к изменению его первоначального состава. Средневюрмское же НОВ обогащено гумусовым материалом.

3. Нерастворимая фракция ОВ голоценовых осадков глубоководных участков Черного моря сформировалась из остатков планктона, имеет сапропелевый состав и максимально восстановлена. Отмечена близость в строении НОВ сапропелеподобных голоценовых осадков и сапропелевых верхнемиоценовых глин. При этом последние отличаются большей преобразованностью ОВ.

4. Состав и строение НОВ изученных осадков определяется климатическими условиями и физико-химической средой седиментогенеза. Первые контролируют роль различных источников и, таким образом, изначальный состав накапливающегося ОВ. Вторая влияет на направленность преобразований ОВ осадков.

ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н. Б. Основные закономерности, характеризующие органическое вещество современных и ископаемых осадков.— В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1973.
- Веселовский В. С. Химическая природа горючих ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Дегенс Э. Геохимия осадочных образований. М., «Мир», 1967.
- Дубовик В. И., Четверикова О. П. Рентгеноструктурные исследования небитуминозной части рассеянного органического вещества осадочных пород.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 2.
- Кпурик П. Н., Сорокин В. М. Нерастворимая часть органического вещества осадков Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 5.
- Максимова М. П., Дацко В. Г. Ориентировочный баланс органического вещества в водах Белого моря. Матер. по гидрологии (лимнологии) Карелии.— Тр. Карельского филиала АН СССР, 1961.
- Методы битуминологических исследований. Л., «Недра», 1975.
- Успенский В. А. Введение в геохимию нефти. Л., «Недра», 1970.
- Четверикова О. П., Пентина Т. Ю., Дубовик В. И. О строении основной части рассеянного органического вещества осадочных пород.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М., «Наука», 1974.
- Шакс И. А., Файзуллина Е. М. Инфракрасные спектры ископаемого органического вещества.— Тр. ВНИГРИ. Л., «Недра», 1974, вып. 329.
- Шимкус К. М. Донные осадки Средиземного моря и его позднечетвертичная история.— В кн.: Гидрогеологические и геологические исследования Средиземного и Черного морей. М., «Наука», 1975.

УДК 551.35 : 552.14 (265/266)

**ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ДИАГЕНЕЗ
НА ТРАНСТИХООКЕАНСКОМ ГЕОХИМИЧЕСКОМ ПРОФИЛЕ**

А. С. ДЕВДАРИАНИ, И. И. ВОЛКОВ

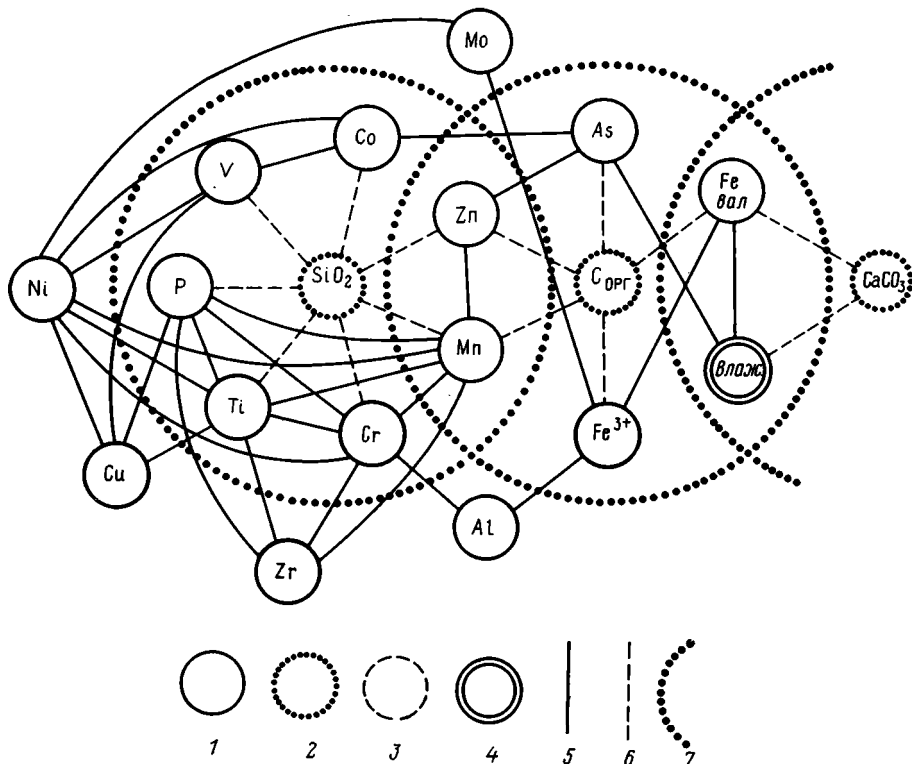
Проведена математическая обработка данных по геохимическому профилю Японии — Гавайи — Мексика методами корреляционного анализа и накопления сигналов. Показано, что компоненты химического состава и физико-химические характеристики осадков с вероятностью 0,999 разделяются на две группы. Первую группу образуют терригенные элементы — Al, Ti, Fe_{вал}, Zn, Mn, Ni, Co, Zr, V, Cr и др.; вторая, аутигенная группа включает биогенные компоненты и продукты диагенеза — CaCO₃, SiO_{2ам}, Сор_г Fe_{реакц}, Fe²⁺, Fe_{сульфид}, Fe_{пирит}, ΣH₂S и др. Метод накопления сигналов показывает, что с переходом от прибрежных осадков в пелагические происходит изменение соотношения между терригенной и аутигенной группами, выражающееся в уменьшении роли аутигенной составляющей и возрастании роли терригенной составляющей. Вместе с тем в приповерхностной толще осадков обнаруживается зона повышенной интенсивности накопления аутигенного материала по отношению к терригенному, клинообразно вытянутая в направлении общего убывания относительной интенсивности накопления аутигенного материала.

Выводы, полученные в настоящей статье, совпадают с результатами, полученными ранее Н. М. Страховым (1973, 1976) и проверенными на опыте традиционными геологическими методами.

Транстихоокеанский геохимический профиль пройден в 1969 и 1973 гг. от берегов Японии через Гавайские острова до берегов Калифорнии. В пробах, отобранных из грунтовых колонок длиной до 8 м, определялось до 40 показателей, в том числе 37 компонентов химического состава, pH, Eh и весовая влажность. Закономерности их распространения и генезиса анализировались в серии статей (Лисицына, Дворецкая, 1972; Страхов, Волков, Лисицына, 1973; Волков и др., 1972, 1973, 1974, 1976; Розанов и др., 1972, 1976; Глаголева и др., 1975, 1976; Лисицына и др., 1973, 1976; Страхов, 1976). В этом анализе существенную роль играло выявление взаимосвязей между компонентами путем визуального сопоставления концентраций элементов и изолиний их содержаний на профилях. В настоящей работе с той же целью используется математический аппарат в виде корреляционного анализа и метода накопления сигналов.

Для математической обработки взят первичный фактический материал, использованный в указанных выше работах и опубликованный в Приложениях к двухтомной монографии по литологии и геохимии первого трансокеанского геохимического профиля.

Метод накопления сигналов требует, чтобы содержание каждого показателя было определено в каждой точке наблюдений. Имеющийся фактический материал этому требованию удовлетворяет не полностью. Из алгоритмической обработки пришлось исключать либо компоненты, определявшиеся в слишком малом числе проб, либо пробы, в которых определялось слишком малое число компонентов. В результате такого исключения было организовано три выборки: 1) 94 пробы по всему профи-

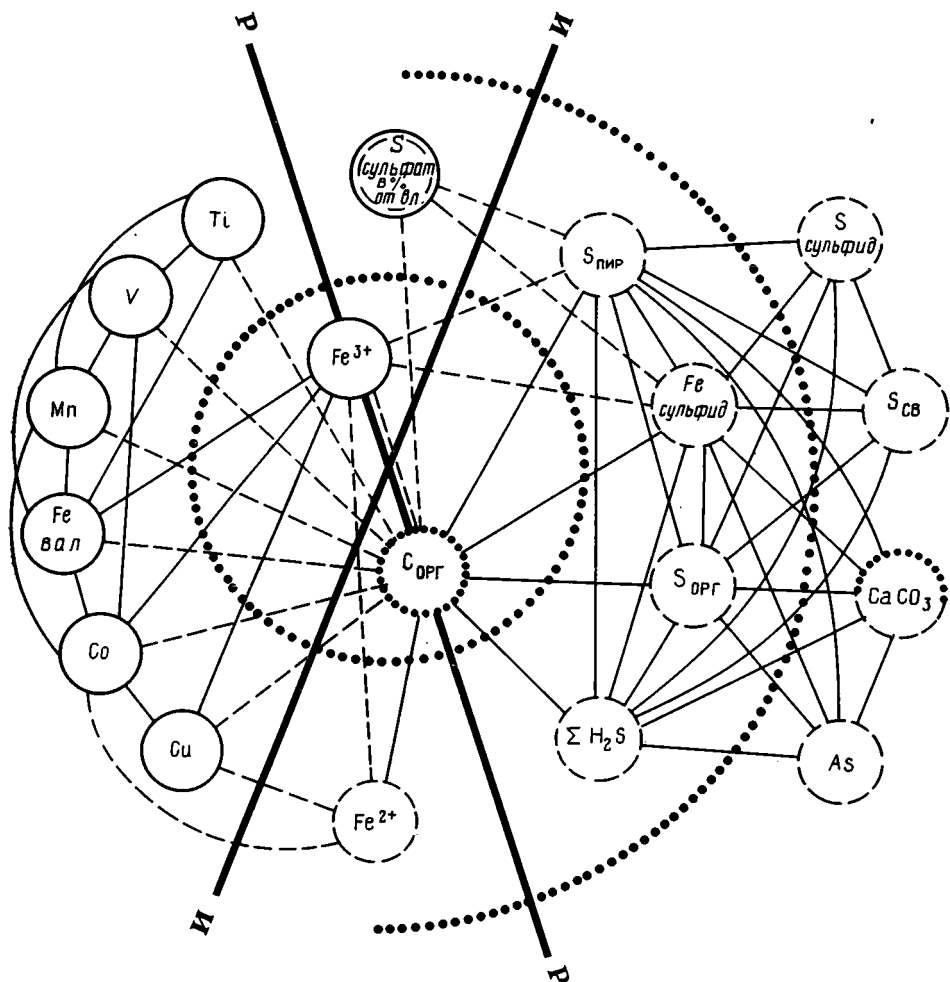


Фиг. 1. Граф корреляционных связей компонентов химического состава для всего профиля

Компоненты: 1 — терригенные, 2 — биогенные, 3 — диагенетические, 4 — гидрогенные; связи: 5 — положительные, 6 — отрицательные, 7 — границы концентров

лю из колонок (расположение станций можно видеть в работе Лисицкой и др., 1976) 611—613, 626—629, 641—655, 615, 668—678, 686, 6158 с набором компонентов: CaCO_3 , $\text{C}_{\text{орг}}$, SiO_2 ам, Al, $\text{Fe}_{\text{вал}}$, Mn, Ti, P, Cu, Zn, As, Mo, Ni, Co, V, Cr, Zr, весовая влажность; 2) 49 проб с западного периферического (японского) отрезка профиля из колонок 6158—6164, 6166, 6171 с набором компонентов: CaCO_3 , $\text{C}_{\text{орг}}$, $\text{Fe}_{\text{вал}}$, Mn, Ti, P, Se, Cu, As, Mo, Ni, Co, V, Cr, Fe^{2+} , Fe^{3+} , $\text{Fe}_{\text{сульфид}}$, $\text{S}_{\text{сульфат}}$ в расчете на влагу осадка, $\text{S}_{\text{сульфид}}$, $\text{S}_{\text{свободн}}$, $\text{S}_{\text{спир}}$, $\text{S}_{\text{орг}}$, $\Sigma \text{H}_2\text{S}$, весовая влажность; 3) 25 проб с восточного периферического (Калифорнийского) отрезка профиля из колонок 668—672 с тем же набором компонентов, что и на японском отрезке, за исключением Se и с добавлением $\text{Fe}_{\text{реакц}}$, pH и Eh. В выборки 2 и 3 аморфный кремнезем включить не удалось, так как его содержание определялось не в тех пробах, что большинство других компонентов.

Связи между компонентами выявлялись путем парной линейной корреляции и принимались значимыми на уровне 0,001. Значимые на этом уровне связи изображены в виде графов на фиг. 1—3. Во всех трех выборках подавляющее число компонентов химического состава образуют связные графы. В зависимости от знаков связей компоненты распадаются на две группы, внутри каждой из которых значимые связи неотрицательные (т. е. либо положительные, либо отсутствуют), тогда как значимые связи между компонентами из различных групп неположительные (т. е. либо отрицательные, либо отсутствуют). Если рассматривать все три графа совместно, то не возникает противоречий в знаках связей при объединении в одну группу Al, $\text{Fe}_{\text{вал}}$, Mn, Ti, Cu, Zn, Ni, Co, V, Cr, Zr, Fe^{3+} , $\text{S}_{\text{сульфат}}$, а в другую — CaCO_3 , SiO_2 ам, $\text{S}_{\text{орг}}$, Fe^{2+} , $\text{Fe}_{\text{сульфид}}$, $\text{Fe}_{\text{реакц}}$, $\text{S}_{\text{св}}$, $\text{S}_{\text{спир}}$.

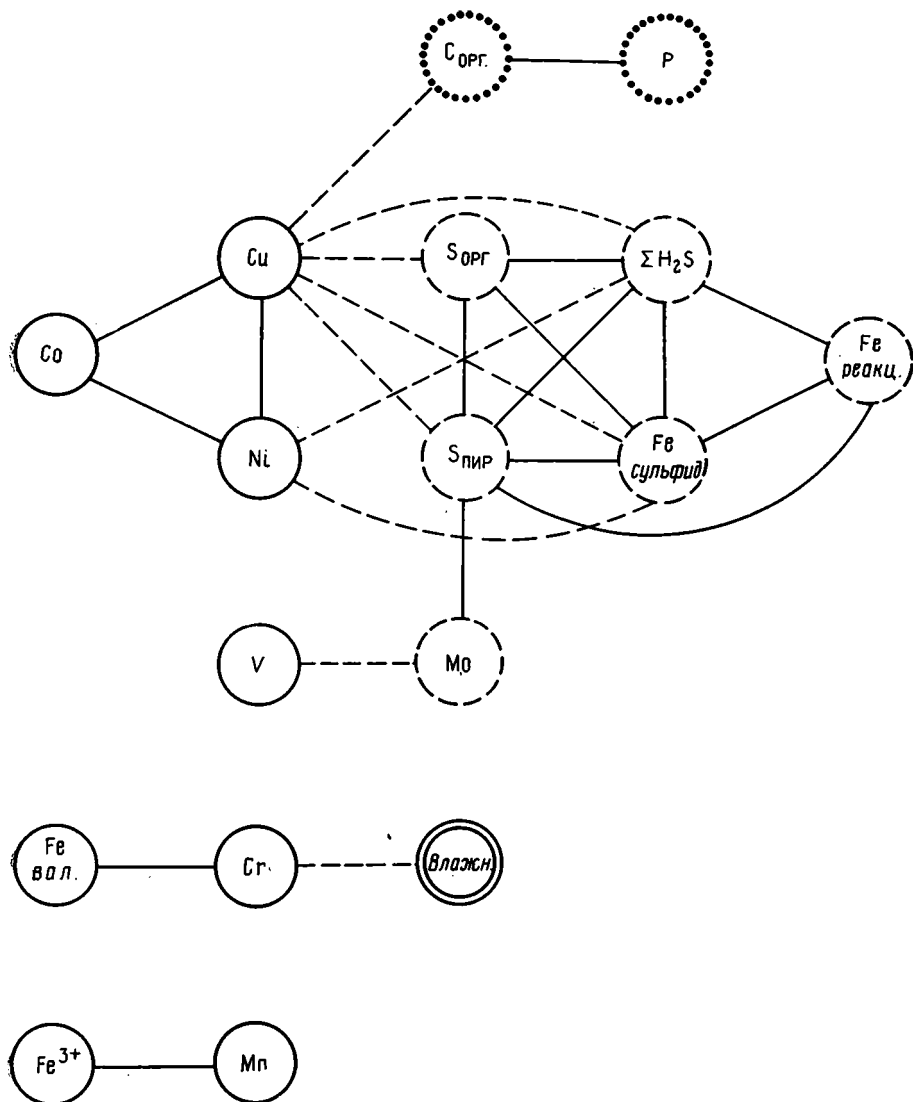


Фиг. 2. Граф корреляционных связей компонентов химического состава для Японского отрезка профиля

Условные обозначения см. на фиг. 1. ИИ — линия изменения знака связей, РР — линия разрыва связей

$S_{орг}$, $S_{сульфид}$, ΣH_2S . Что же касается Р, As и Mo, то в выборке по всему профилю они связаны с первой группой, а на периферических отрезках — со второй; противоположным образом ведет себя влажность.

Компоненты, входящие в первую группу, относятся к терригенным, а во вторую — к биогенным и к продуктам диагенеза, т. е. к аутигенным (Страхов и др., 1973; Страхов, 1976). Компоненты, которые ведут себя в разных выборках по-разному, являюся, очевидно, в одних условиях терригенными, а в других аутигенными. Генетическое единство терригенных компонентов, так же как и продуктов диагенеза, подтверждается перекрестными положительными связями между большинством компонентов, входящих в каждую из этих групп. Биогенные компоненты ($SiO_2_{ам}$, $C_{орг}$, $CaCO_3$), как это следует из фиг. 1 и 2, непосредственно между собой не связаны — они накапливались независимо друг от друга. В одну группу их объединяют, с одной стороны, отрицательные связи с терригенными компонентами, а с другой — положительные связи с продуктами диагенеза, объясняемые ведущей ролью биогенного материала (главным образом органического вещества) в процессе диагенеза.



Фиг. 3. Графы корреляционных связей компонентов химического состава для Калифорнийского отрезка профиля

Условные обозначения см. на фиг. 1

Таким образом, традиционные геологические методы и корреляционный анализ приводят к непротиворечивому и, следовательно, достаточно убедительному как для геологов, так и для представителей точных наук разделению компонентов химического состава на две группы, в одну из которых входят терригенные, а в другую — аутигенные компоненты.

Вместе с тем корреляционный анализ позволяет более глубоко исследовать структуру связей между терригенными и биогенными компонентами, которая наиболее наглядно прослеживается в выборке по всему профилю. Для нее граф связей можно представить в виде трех пересекающихся концентрических структур, ядрами которых служат биогенные компоненты: $\text{SiO}_2_{\text{ам}}$, $\text{C}_{\text{орг}}$ и CaCO_3 (см. фиг. 1). Вокруг аморфного кремнезема в первом концентре группируются отрицательно связанные с ним Mn, Ti, P, Zn, Co, V, Cr. С этими элементами положительно связаны Al, Zr, Cu, As, Mo, Ni, образующие второй концентр. Вокруг орга-

нического углерода в первом концентре располагаются $\text{Fe}_{\text{вал}}$, Mn , Zn , As , Fe^{3+} и влажность, а во втором — Al и Mo . Наименьшее число компонентов группируется вокруг карбоната кальция, в первом концентре которого находятся $\text{Fe}_{\text{вал}}$ и влажность, а во втором — As и Fe^{3+} . Концентры различных биогенных компонентов, как было упомянуто, пересекаются; например, Mn и Zn находятся одновременно в первых концентрах как $\text{SiO}_2_{\text{ам}}$, так и $\text{C}_{\text{орг}}$. Тем самым обуславливаются опосредованные положительные связи между биогенными компонентами, хотя непосредственно значимые связи между ними отсутствуют.

Граф связей для Японского отрезка геохимического профиля можно представить опять-таки в виде концентрической структуры (см. фиг. 2), в которую из включенных в выборку компонентов не вошли P , Se , Mo , Ni и Cr . Она имеет только одно ядро, но с двумя фокусами — органическим углеродом и трехвалентным железом, между которыми связь отрицательная и через которые осуществляются связи между всеми остальными компонентами. Дальнейшее исследование этого графа удобно вести, нанеся на нем линию изменения знака связей ИИ. По одну сторону от этой линии находятся терригенные элементы: $\text{Fe}_{\text{вал}}$, Mn , Ti , Cu , Co , V . Все они отрицательно связаны с $\text{C}_{\text{орг}}$. Наиболее тесные связи среди терригенных элементов обнаруживаются у $\text{Fe}_{\text{вал}}$, Mn , Ti и V ; с трехвалентным железом из них связано только $\text{Fe}_{\text{вал}}$. Сравнительно обособленное положение занимают кобальт и особенно медь, которая связана с терригенными элементами только через кобальт. Зато и медь и кобальт связаны с Fe^{3+} (связь положительная) и с Fe^{2+} (связь отрицательная), между которыми имеется значимая отрицательная связь.

По другую сторону линии изменения знака связей располагаются продукты диагенеза, представленные в основном различными модификациями серы. Они прямо или опосредованно связаны положительно с органическим углеродом и отрицательно с трехвалентным железом. Между отдельными восстановленными соединениями серы и сульфидным железом, как продуктами одного сульфатредуцирующего диагенетического процесса, наблюдаются хорошо выраженные положительные связи. Сера остаточного сульфата в отличие от восстановленных форм показывает отрицательную связь с органическим веществом и содержанием $\text{S}_{\text{пир}}$ и $\text{Fe}_{\text{сульфид}}$. Следует отметить также отрицательные связи $\text{Fe}_{\text{сульфид}}$ (части реакционноспособного железа, затронутого восстановительным диагенезом) с Fe^{3+} , представляющим собой остаточное, не измененное диагенезом реакционноспособное железо.

Кроме соединений серы в эту группу входят карбонат кальция и мышьяк, расположенные, как не имеющие прямых связей ни с $\text{C}_{\text{орг}}$, ни с Fe^{3+} , во втором концентре. Однако и As , и CaCO_3 имеют положительные связи с основными из компонентов, накапливающимися в осадках в ходе диагенеза. Генетическая природа этих связей становится ясной, если учесть, что As в значительной мере обогащает восстановленные осадки путем концентрирования в сульфидах железа (пирит). Что касается CaCO_3 , то его содержание в осадках Японской части профиля очень мало и нельзя исключить его образования в диагенезе за счет уголекислоты, возникающей при бактериальной редукции сульфатов. Во всяком случае изотопный состав углерода карбонатов показывает, что по крайней мере часть карбоната восстановленных осадков формируется за счет этой уголекислоты (Иванов, Леин, 1979).

Наряду с линией ИИ изменения знака связей на графе можно провести линию РР разрыва связей. Этой линией отсекается от аутигенных компонентов Fe^{2+} , а от терригенных — сера остаточного сульфата. Обособление двухвалентного железа объясняется тем, что оно, будучи продуктом диагенеза, образуется в результате восстановительного процесса, но является остаточным по отношению к $\text{Fe}_{\text{сульфид}}$. Что касается остаточного сульфата, то его содержание в растворе иловой воды постоянно.

возобновляется в результате диффузии из вышележащих горизонтов осадков и из наддонной воды.

Для Калифорнийского отрезка выявлено меньшее, по сравнению с Японским, число связей и они более фрагментарны: вместо одного графа имеем три (см. фиг. 3). Хотя знаки связей между повторяющимися компонентами сохраняются теми же, но биогенные компоненты ($C_{орг}$ и наиболее представительные, согласно Японскому отрезку, терригенные элементы ($Fe_{вал}$, Mn , Ti , V)) отступают на второй план. Наиболее активную роль принимает на себя медь, сосредоточивающая в себе наибольшее число линий отрицательных связей между терригенными и аутигенными компонентами. Напомним, что на Японском отрезке медь также оказалась наиболее четко по числу отрицательных связей противостоящей продуктам диагенеза. Следует отметить разницу в характере связей диагенетически накапливающихся в осадках элементов (восстановленные формы реакционноспособного железа и серы) с органическим веществом.

Из сравнения фиг. 2 и 3 видно, что в отличие от Японского участка профиля на Калифорнийском не наблюдается положительной корреляции между $C_{орг}$ и указанными компонентами осадков. Объяснение этого парадокса находится в различии содержания $C_{орг}$, наблюдаемом в осадках западного и восточного краев профиля. На его восточном окончании, у берегов Калифорнии, диагенетические процессы протекают на фоне большого содержания $C_{орг}$ (3—8%). Такое количество органического вещества является «избыточным» по отношению к минеральной части осадка, способной к диагенетическим превращениям (Волков и др., 1976). Поэтому содержание в осадках форм восстановленной серы — производных бактериального H_2S и сульфидного Fe — не коррелирует с органическим веществом и определяется содержанием в осадках реакционноспособных форм железа ($Fe_{реакц}$), что и выявлено при изучении корреляционных связей (см. фиг. 3).

На Японском профиле, где диагенетические процессы идут на фоне 1—2% $C_{орг}$, интенсивность превращения зависит от содержания органического вещества (см. фиг. 2). В общем система связей Калифорнийского отрезка говорит о том, что диагенез продвинулся здесь гораздо дальше, чем на Японском отрезке.

Корреляционный анализ позволяет объективным путем определять принадлежность к терригенной или аутигенной группе тех элементов, которые в ходе диагенетических процессов теряют связь с материнской терригенной группой и переходят в аутигенную, накапливаясь в осадках в составе диагенетических аутигенных (для осадков) минералов. Примером таких элементов в нашем случае являются As , Mo , $Fe_{реакц}$. Сюда же должен быть отнесен селен (Волков и др., 1974; Волков, 1978).

Дальнейшим развитием корреляционного анализа является алгоритмический метод приема на фоне помех сигналов из геологического прошлого, запечатлевшихся в составе отложений. В основе этого метода (Девдариани, 1974, 1978) лежит представление о том, что изменение содержания какого-либо компонента состава (в данном случае химического состава) отложений можно рассматривать как сигнал (в данном случае двумерный), которым передается сообщение о ведущем процессе, обусловившем распространение этого компонента. Передача информации происходит на фоне помех, создаваемых второстепенными осадкообразующими процессами. Для подавления помех и выделения полезного (как его называют в теории связи) сигнала о ведущем процессе используется то, что одновременно принимается целый ряд сигналов, носителями которых служат различные компоненты. Если между каким-либо из сигналов обнаруживается корреляционная связь, то можно предположить, что в них повторяется один и тот же полезный сигнал. Его выде-

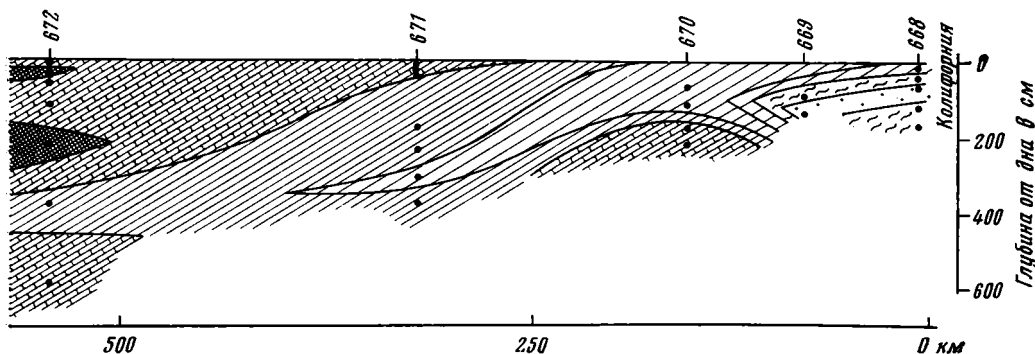
ление на фоне помех достигается, согласно известному в технике связи методу накопления сигналов, путем суммирования взаимосвязанных сигналов, в результате чего происходит гашение случайных помех. Между выделенными полезными сигналами снова ищутся корреляционные связи; если они обнаруживаются, взаимосвязанные сигналы снова суммируются и т. д.

Сигналы, передающие одно и то же сообщение, имеют различную интенсивность: большую у макроэлементов и меньшую у микроэлементов. Чтобы устранить это искажение информации, обусловленное особенностями ее носителей, перед суммированием производится выравнивание интенсивности сигналов посредством математической операции нормирования. Неодинаковая чувствительность различных компонентов к помехам учитывается путем придания сигналам информационного веса. Один и тот же процесс может проявляться в возрастании содержания одних компонентов и уменьшении содержания других, что выражается в отрицательных корреляционных связях между ними. Отрицательно связанные сигналы должны суммироваться с противоположными алгебраическими знаками. Для выполнения всех перечисленных операций составлена программа, реализованная на электронно-вычислительной машине БЭСМ-4.

Рассмотрение результатов применения метода накопления сигналов начнем с Калифорнийского отрезка, на котором этим методом выявились наиболее четкие закономерности. Оказалось, что значимые связи, обнаружившиеся при первой корреляции (см. фиг. 3), обусловлены тем, что взаимосвязанными компонентами передается одно и то же сообщение. Сумма компонентов, передающих это сообщение, символически может быть записана выражением: $(Fe_{вал} + Cu + Ni + Co + V + Cr) - (C_{орг} + P + As + Mo + Fe_{реакт} + Fe_{сульфид} + S_{пир} + S_{орг} + \Sigma H_2S + Eh)$. В первой скобке объединяются ясно терригенные компоненты, во второй преобладают заведомо аутигенные (биогенные и диагенетические). Следовательно, возрастание значений полезного сигнала указывает на возрастание поступления терригенного материала по сравнению с аутигенным, а убывание значений — на относительное возрастание накопления биогенного материала и продуктов диагенеза. Значение полезного сигнала выражено в безразмерных условных единицах. Хотя эти значения и могут быть изображены на профиле изолиниями, проведенными через равные интервалы (фиг. 4), но цифровые обозначения изолиний лишены физического смысла. Анализировать можно лишь форму сигнала — возрастание или убывание интенсивности накопления терригенного материала по сравнению с биогенным, что изображено на профиле в виде соответственного сгущения или разрежения штриховки.

Из фиг. 4 видно, что с удалением от берега штриховка сгущается, т. е. относительная интенсивность накопления терригенного материала возрастает, а аутигенного падает. Поскольку с удалением в открытый океан убывает интенсивность поступления и того и другого материала, то указанная закономерность объясняется тем, что абсолютная интенсивность накопления аутигенного материала убывает быстрее, чем терригенного. Этот результат совпадает с полученным ранее традиционными геологическими методами (Страхов и др., 1973).

На фоне возрастания в латеральном направлении с удалением от берега относительной интенсивности накопления терригенного материала в вертикальном направлении обнаруживается зона повышенной относительности накопления аутигенного материала. С удалением от берега эта зона погружается, а относительная интенсивность накопления аутигенного материала в ее пределах ослабевает, как и во всей толще осадков. В результате взаимоналожения латеральной и вертикальной изменчивости изолинии на профиле приобретают форму клиньев, все глубже и глубже внедряющихся с удалением от берега в толщу осадков.



Фиг. 4. Соотношение интенсивности накопления терригенного и аутигенного материала на Калифорнийском отрезке профиля

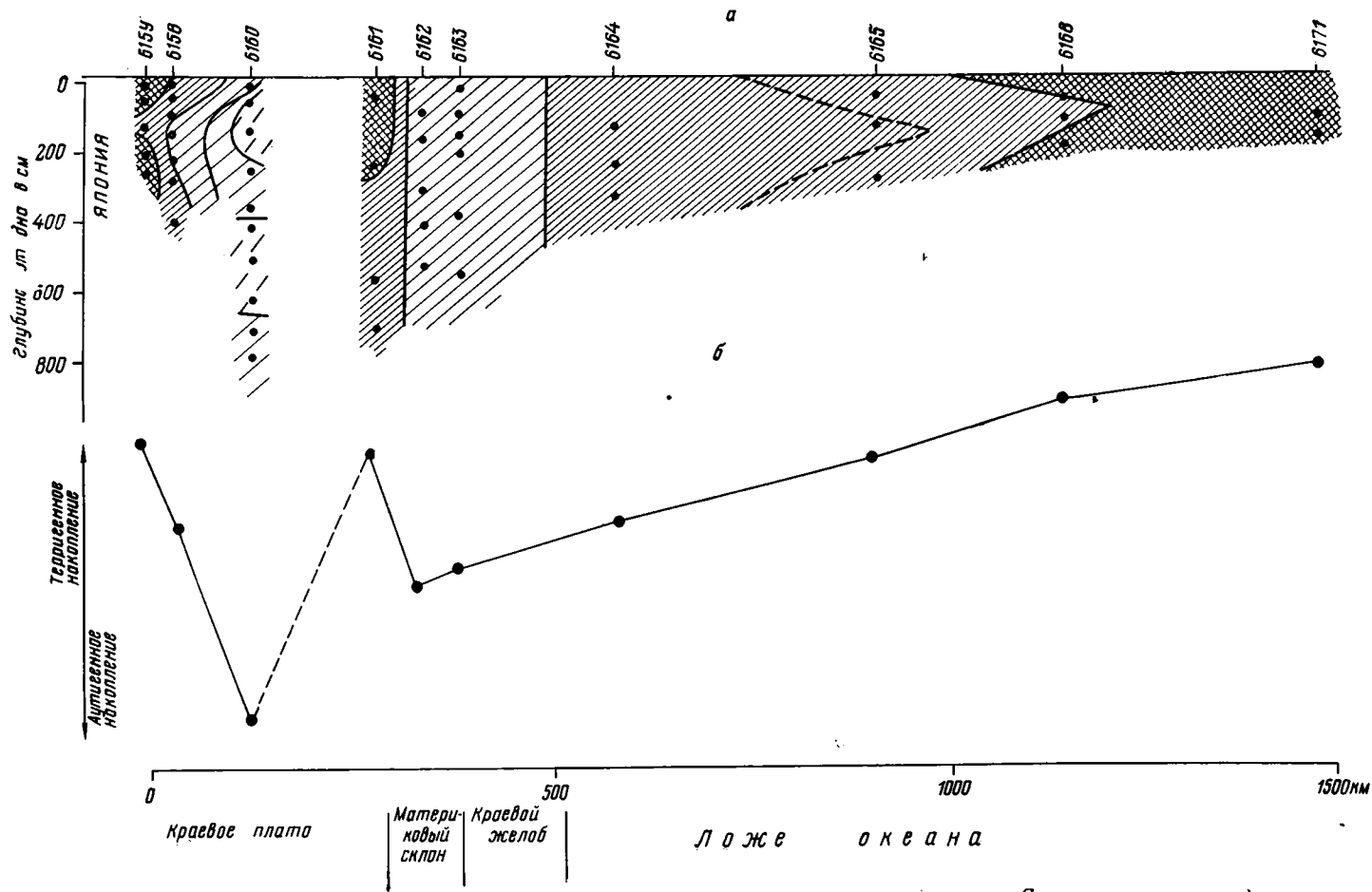
Сгущение штриховки здесь и на фиг. 5 указывает на усиление относительной интенсивности накопления терригенного материала, а разрежение штриховки — на усиление относительной интенсивности накопления аутигенного материала

На Японском отрезке все компоненты графа связей, изображенного на фиг. 2, передают, как и на Калифорнийском отрезке, один и тот же полезный сигнал, символическая запись которого имеет вид: $(\text{Fe}_{\text{вал}} + \text{Mn} + \text{Ti} + \text{Cu} + \text{Co} + \text{V} + \text{Fe}^{3+} + \text{S}_{\text{сульфат}} \text{ в } \% \text{ от влажности}) - (\text{CaCO}_3 + \text{C}_{\text{орг}} + \text{As} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}_{\text{сульфид}} + \text{S}_{\text{сульфид}} + \text{S}_{\text{св}} + \text{S}_{\text{пир}} + \text{S}_{\text{орг}} + \Sigma \text{H}_2\text{S})$. Как видно из перечня компонентов, охватываемых первой и второй скобками, этим сигналом, изображенным изолиниями на фиг. 5, передается опять-таки сообщение о соотношении интенсивности накопления терригенного и аутигенного материалов. Однако картина здесь, по сравнению с Калифорнийским отрезком, усложняется наличием у берегов Японии краевого плато. В его пределах, с удалением от берега, служащего источником терригенного материала, относительная интенсивность накопления последнего убывает за счет возрастания интенсивности накопления аутигенного материала. Вертикальная зональность в толще осадков проявляется в виде зоны повышенной относительной интенсивности накопления аутигенного материала. Погружение этой зоны и убывание интенсивности накопления в ней аутигенного материала происходит, как и на Калифорнийском профиле, в направлении возрастания относительной интенсивности накопления терригенного материала, с той разницей, однако, что здесь это возрастание происходит, как сказано, не от берега, а к берегу.

На материковом склоне относительная роль терригенного материала снова возрастает. Это можно объяснить только тем, что на данном склоне преобладают процессы не накопления осадков, а разрушения и переноса коренных пород. Терригенным этот материал можно называть, разумеется, лишь условно.

В пределах краевого желоба обнаруживается второй максимум накопления аутигенного (и, следовательно, минимум накопления терригенного) материала. С удалением в открытый океан наблюдается, как и на Калифорнийском отрезке, возрастание относительной интенсивности накопления терригенного материала за счет убывания аутигенного. Повторяется здесь и клиновидное внедрение изолинии повышенной интенсивности терригенного накопления, но в более слабо выраженной форме и без погружения осевой линии клина.

Для выборки, охватывающей весь профиль, опять-таки как и на периферических отрезках, все компоненты, образующие граф на фиг. 1, передают одно и то же сообщение. Их сумма записывается символическим выражением: $(\text{Al} + \text{Fe}_{\text{вал}} + \text{Mn} + \text{Ti} + \text{P} + \text{Cu} + \text{Zn} + \text{As} + \text{Mo} + \text{Ni} + \text{Co} + \text{V} + \text{Cr} + \text{Zr} + \text{влажность}) - (\text{CaCO}_3 + \text{C}_{\text{орг}} + \text{SiO}_2 \text{ ам})$.



Фиг. 5. Соотношение интенсивности накопления терригенного и аутигенного материала на Японском отрезке профиля
 а — профиль в изолиниях; б — график осреднения по колонкам

И в этом случае противопоставленными друг другу оказываются терригенные и аутигенные компоненты. Однако за пределами периферических областей, охватываемых Японским и калифорнийским отрезками, сколько-нибудь определенных закономерностей не наблюдается вплоть до того, что по имеющимся почти 100 точкам не удастся однозначно провести изолинии. Можно заметить лишь, что преобладает возрастание относительной роли терригенного материала с глубиной залегания осадка.

Результаты, полученные методом накопления сигналов для краевых частей профиля (см. фиг. 4 и 5), подтверждают известный факт усиления биогенной седиментации в краевых частях океана, отражающий ярко выраженную циркумконтинентальную зональность в распределении органического вещества (Романкевич, 1976). Таким образом, латеральное изменение соотношения между терригенной и аутигенной составляющей, выражающееся в усилении терригенной компоненты осадков с удалением от берега в пелагиаль, имеет хорошо обоснованную причинность.

Клинообразная форма изолиний на профилях (см. фиг. 4 и 5) с удалением от прибрежных биогенно-терригенных осадков к пелагическим также находит объяснение (Страхов, 1972; Волков и др., 1972, 1973). Она говорит о том, что в осадочной толще имеется зона повышенной относительной интенсивности накопления аутигенного материала и эта зона расположена тем ближе к поверхности и проявляется тем интенсивнее, чем обильнее поступление в осадки биогенных компонентов по сравнению с терригенными. С ослаблением относительного поступления биогенных компонентов не только убывает интенсивность проявления этой зоны, что вполне естественно, но она оказывается приуроченной ко все более и более древним горизонтам. Отсюда следует, что существование этой зоны обусловлено накоплением входящих в аутигенный комплекс продуктов диагенеза по мере развития с глубиной от дна постседиментационных процессов.

ВЫВОДЫ

Алгоритмическими методами корреляционного анализа и накопления сигналов из геологического прошлого подтверждаются следующие, полученные ранее традиционными геологическими методами закономерности осадкообразования на транстихоокеанском геохимическом профиле:

1) разделение компонентов химического состава осадков на терригенный и аутигенный (биогенные и диагенетические), процентные содержания которых изменяются противоположным образом;

2) возрастание с удалением в открытый океан интенсивности накопления терригенного материала (в %-ном выражении) по отношению к аутигенному;

3) существование в поверхностной толще осадков зоны повышенной интенсивности накопления аутигенного материала по отношению к терригенному, клинообразно вытянутой в направлении возрастания роли терригенного материала по сравнению с аутигенным.

ЛИТЕРАТУРА

- Волков И. И. Перераспределение химических элементов в процессах раннего диагенеза.— Геохимия донных осадков. Сер. «Океанология». М., «Наука», 1978.
- Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. Н., Фомина Л. С. Соединения серы в осадках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана.— В сб.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М., «Наука», 1976.
- Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. Н., Ягодинская Т. А. Сера в тихоокеанских осадках к востоку от Японии.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Волков И. И., Розанов А. Г., Соколов В. С. Окислительно-восстановительные процессы диагенеза осадков северо-западной части Тихого океана.— I Междунар. геохим. конгресс. Осадочные процессы. М., Изд-во ВИНТИ, 1973, т. IV, кн. 2.

- Волков И. И., Соколов В. С., Соколова Е. Г., Пилипчук М. Ф. Редкие и рассеянные элементы в осадках северо-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 2.
- Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). Отв. ред. Э. А. Остроумов. М., «Наука», 1979.
- Глаголева М. А., Волков И. И., Соколов В. С., Ягодинская Т. А. Химические элементы в осадках Тихого океана на разрезе от Гавайских островов до побережья Мексики.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 5.
- Глаголева М. А., Коннов В. А., Парахони Ю. П., Ягодинская Т. А. Химические элементы в осадках северо-восточной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.
- Девдариани А. С. Сигналы из глубин Земли и ее геологического прошлого. М., «Недра», 1974.
- Девдариани А. С. Код летописи Земли. М., «Знание», 1978.
- Иванов М. В., Леин А. Ю. Распространение микроорганизмов и их роль в процессах диагенетического минералообразования в тихоокеанских осадках.— В кн.: Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М., «Наука», 1979.
- Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю., Дворецкая О. А. Литолого-фациальные типы донных осадков на профиле через Тихий океан.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.
- Лисицына Н. А., Дворецкая О. А. Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Лисицына Н. А., Дворецкая О. А., Пушкина З. В., Черкасова Е. В. Распределение элементов гидролизатов (Al, Ti, Zr, Ga, Nb, Ta) в осадках Северо-Западной котловины Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6.
- Литология и геохимия осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). Отв. ред. В. Н. Холодов. М., «Наука», 1979.
- Розанов А. Г., Волков И. И., Соколов В. С., Пушкина З. В., Пилипчук М. Ф. Окислительно-восстановительные процессы в осадках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана.— В сб.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М., «Наука», 1976.
- Розанов А. Г., Соколов В. С., Волков И. И. Формы железа и марганца в осадках северо-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Романкевич Е. А. Геохимия органического вещества в океане. М., «Наука», 1976.
- Страхов Н. М. Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., «Наука», 1976.
- Страхов Н. М., Волков И. И., Лисицына Н. А. К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Дата поступления
24.IV.1979

УДК 552.141 : 551.311.231

О ВОЗМОЖНОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ БОКСИТОВ ЛАТЕРИТНЫХ ПОКРОВОВ ГВИНЕИ

В. Н. РАЗУМОВА

На ряде примеров показаны противоречия в гипотезах латеритного и латеритно-иллювиального происхождения бокситов «латеритных» покровов Гвинеи, свидетельствующие о необходимости искать для бокситов другой, более мощный, чем аллитная кора выветривания, источник глинозема. Во второй части приведены данные о вероятной принадлежности бокситов Гвинеи к осадкам минеральных источников гидротермального происхождения — осадкам типа травертин, со всеми присущими им полифациальными типами пород.

В настоящее время известно два типа латеритных профилей: 1) аллитный, в котором гиббсит встречается в охристых оторочках, облекающих базальтовые ядра, включенные в охристо-каолиновый элювий вулканогенных монтмориллонитовых глин базальтовых пород, и 2) бокситоносный (латеритный), в котором высокоглиноземистые породы (бокситы) слагают мощные залежи, венчающие разрезы древних кор выветривания.

Аллитный профиль относится нередко к современным образованиям, бокситоносный — к древним. Но в некоторых районах, где бокситы залегают на вулканогенных монтмориллонитовых глинах базальтовых пород, и глины, вскрытые эрозией, подверглись современному элювиальному выщелачиванию, эти два типа генетически различных образований сочетаются в одном разрезе.

Генотипом аллитных почвенно-элювиальных профилей может служить разрез аллитной (красноземной) коры выветривания Черноморского побережья Аджарии (Разумова, 1971). Схематический разрез его следующий.

Мощность, м

1. Почва — суглинок желто-бурый (переотложенный мелкозем вулканогенных монтмориллонитовых глин), более или менее каолинизированный и гумусированный, ореховатой структуры 0,1—0,6

2. Малиново-красный каолиновый элювий вулканогенных монтмориллонитовых глин, импрегнированный красными рентгеноаморфными гидроокислами железа почвенно-инфильтрационного происхождения. В оглеенных участках с колломорфными выделениями аутигенного каолинита и иногда алюмогеля (малиново-красный элювий часто отсутствует, тогда инфильтрационным почвенным процессом переработан бурый элювий нижежащей зоны) 0—4

3. Элювий пород склона — светло-бурый каолиновый (каолинит дисперсный с неупорядоченной структурой или смешанослойный каолинит-монтмориллонит), развивавшийся по вулка-

ногенным монтмориллонитовым глинам (монтмориллонит триоктаэдрический) с реликтовой структурой хлорит-витробазальтового гиалокластита и редко разбросанными остаточными базальтовыми ядрами размером от 0,1 до 0,5 м. В глинистом элювии по трещинам налеты гидроокислов марганца. Концентры сфероидов, облегающие плотные базальтовые ядра, сложены хлорит-базальтовым гиалокластитом. В контакте с базальтовыми ядрами концентры иногда сильно обохрены и превращены в гиббситсодержащую бурую охру — «пряник» (плагноклаз замещен гиббситом, пироксены разложены с образованием охристой сетки, основная масса каолининовая, сильно обохренная, с реликто-сферолито-обломочной структурой гиалокластита). Сами базальтовые ядра с краев на незначительную глубину иногда также обохрены, инкрустированы гиббситом и содержат втеки алюминия. Такие охристо-гиббситовые оторочки встречаются в разрезах очень редко и на разных уровнях. Нами они были встречены в подпочвенных горизонтах в средней части склона левого берега р. Чаква. Толщина охристо-гиббситовых оторочек не превышает 0,1 м. К охристо-гиббситовым оторочкам часто приурочены концентрически расположенные прожилки гидроокислов марганца и иногда корки бурого лимонита 8—10

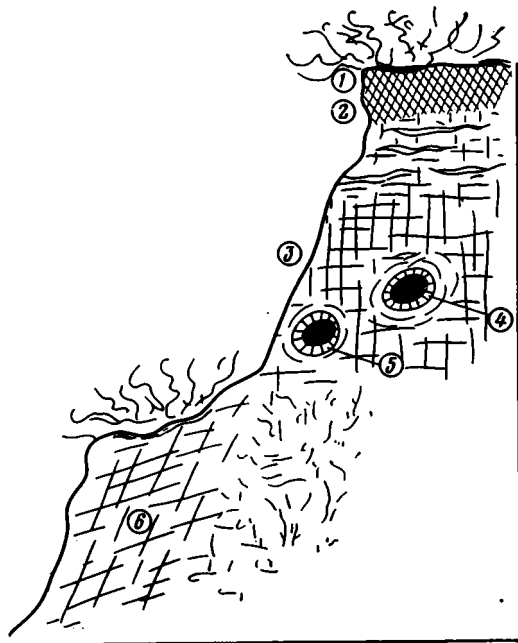
4. Хлорит-базальтовый гиалокластит, более или менее монтмориллонитизированный, древеснистого сложения. В концентрах сфероидов базальтовые ядра размером до 0,5 м и более 3—4

5. Шаровые базальтовые лавы с хлорит-базальтовым гиалокластитом в концентрах и в межшаровых промежутках. Видимая мощность до 2 м.

На фиг. 1 приведен конкретный разрез, в котором были обнаружены охристо-гиббситовые оторочки.

Близкое строение имеют и разрезы аллитных почвенно-элювиальных профилей базальтовых пород зарубежных стран с гумидным тропическим и субтропическим климатом. Примером могут служить разрезы, описанные в Гвинее на р. Конкуре, на юге Африки, в Австралии, на о. Хайнань и на островах Тихого и Индийского океанов (табл. 1). В некоторых разрезах, как видно из табл. 1, вулканогенные монтмориллонитовые глины отсутствуют (по-видимому, были полностью каолинизированы), и охристо-каолиновый элювий контактирует непосредственно с плотными базальтовыми лавами или долеритами. Охристо-гиббситовые оторочки в зависимости от условий дренажа также присутствуют или отсутствуют в разрезе.

Появление в разрезе охристо-гиббситовых оторочек вокруг базальтовых ядер или в подошве разреза (см. табл. 1) объясняется различными авторами по-разному. Одни исследователи, исходя из представлений о слабой миграционной способности глинозема в зоне гипергенеза, считают гиббсит остаточным (элювиальным) продуктом разложения каолинита или первичных алюмосиликатов (Петров, 1964) или тех и других одновременно (Лисицына, 1962). Другие относят гиббсит к инфльтрационным образованиям и связывают его появление в разрезе с привносом глинозема растворами. По мнению одних, глинозем осваивался и поступал в раствор в процессе элювиального выщелачивания каолинита, слагавшего верхние горизонты элювиальной толщи, под влиянием почвенных фульвокислот (Горецкий, 1960); по мнению других — первичных алюмосиликатов (Черняховский, 1974) или в процессе каолинизации элювиальных (Кривцов, 1973) или вулканогенных (Разумова, 1971) монтмориллонитовых глин базальтовых пород, сложенных триоктаэдрическим монтмориллонитом (Разумова, 1971; Черняховский, 1974).



Фиг. 1. Обнажение аллитной (красноземной) коры выветривания вулканогенных монтмориллонитовых глин базальтовых пород Черноморского побережья Аджарии с охристо-гипситами («бокситовыми») оторочками на базальтовых ядрах. Средняя часть склона левого берега р. Чаква, за чайной фабрикой, в 2 км от устья

1 — почвенный суглинок делювиального типа коричнево-бурый, гумусированный. Мощность 0,1—0,2 м; 2 — бурый делювиальный суглинок — каолинизированный и обохренный переотложенный мелкозем вулканогенных монтмориллонитовых глин. Мощность 0,25 м; 3 — глины каолиновые (каолинит дисперсный с неупорядоченной структурой) кирпично-красные, с реликтовой структурой вулканогенных монтмориллонитовых глин и налетами гидроокислов марганца вдоль трещин; в верхних горизонтах переработанные почвенно-иллювиальным процессом (каолинизированные лейсты плагиоклаза замешены губчатым агрегатом красных рентгеноаморфных окислов железа. Последние встречаются и в виде прожилков); в нижних горизонтах с ядрами (4) неизмененного витробазальта (до 0,4 м в диаметре), окруженными концентрическими хлорит-витробазальтовыми гиадокластами сильно обохренного и превращенного в ядром в бурую трухлявую охристую породу с гипситами — «желтый пряник» (5), пронизанный прожилками гидроокислов марганца (фенокристаллы плагиоклаза гипситамированы, на месте фенокристаллов пироксена сетчатые псевдоморфозы гетита. Основная масса охристо-каолиновая, обогащенная гипситами и алюмогелем). Мощность 0,5 м; 6 — вулканогенные монтмориллонитовые глины (монтмориллонит триоктаэдрический с реликтовой структурой хлорит-витробазальтового гиадокласта, с поверхности сильно обохренные, превращенные в светло-бурый охристо-каолиновый элювий с охристой сеткой на месте фенокристаллов авгита. Мощность 3 м. Ниже — задернованный склон

Доказательством инфильтрационного происхождения гипсита в коре выветривания Черноморского побережья Аджарии служит неравномерное пятнистое его распространение в разрезе, спорадическое появление в элювии и в отложениях речных и морских террас (Черняховский, 1968). Высокая миграционная способность органо-минеральных соединений глинозема подтверждается и присутствием алюминия в зоне корней и листьев растений (Полынов, 1956), а также в поровых водах, высачивающихся из элювия (Яковлева, 1958; Горещкий, 1960; Сапрыкина, 1963).

Осаждение гипсита в контакте с базальтовыми ядрами обусловлено, по-видимому, резким снижением пористости горных пород (Яковлева, 1958; Черняховский, 1974) при смене охристо-глинистого элювия (пористость 40—60%) на слабоветрелые гиадокласты концентров сфероидов, а затем на базальтовые (пористость 8—10%) ядра. Базаль-

Разрезы аллитных (красноземных) кор

Разрез	1	2	3
	Батумское побережье Кавказа (Разумова, 1971, 1977)	Бассейн р. Конкуре, Гвинея (Лажуани, Банифа, 1964, стр. 261 и 263)	Район Транскея — Наталья — Зулуленда, Южная Африка (Дю-Тойт, 1957, стр. 288)
Покров- ные от- ложения	Почва — желтовато-бу- рый суглинок делювиаль- ного типа, сверху гуму- сированный. Мощность до 0,5 м	Красные железистые или гиббситовые породы (панцирь) — на плато	Почвы красные и ярко- красные, глинистые и до- вольно пористые (почвы склонов). Мощность 0,1—0,3 м
Глинист- ый элю- вий	Элювий малиново-крас- ный каолиновый, прони- занный прожилками и втеками глинисто-желе- зистого вещества почвен- но - инфильтрационного происхождения, сложен- ного колломорфным као- линитом и гидроокисла- ми железа, иногда с при- месью алюмогеля. Мощ- ность до 3—4 м	Глины красные каоли- новые, бесструктурные, с остаточными ядрами, со- хранившими структуру долерита	Трухлявые и даже рыхлые землистые, пол- ностью разложенные массы с ядрами неизме- ненного долерита, окру- женными слоем губко- образного охристого ма- териала толщиной в не- сколько сантиметров, ко- торый в свою очередь покрыт внешней твердой лимонитовой шлаковой коркой. Мощность 5— 12 м
Охристо- гиббсито- вые ото- рочки	Элювий охристо-каоли- новый вулканогенных монтмориллонитовых глин с ядрами неизме- ненного базальта. Кон- центры сфероидов, обле- кающих ядра, иногда сильно обожжены и обо- гащены гиббситом (гибб- сит замещает плагиоклаз и другие компоненты по- роды). Мощность 8— 10 м	Глины с долеритовой структурой пестроокра- шенные, со следами сфе- рической отдельности, блоками «желтого пря- ника» и долеритовыми шарами (железистые продукты в виде сетки по пироксену и моно- кристаллы гетита по оли- вину, гиббсит отсут- ствует)	
Долери- ты, ба- зальты	Единичные прожилки гиббсита в базальтах по- дошвы разреза (Горец- кий, 1960)	«Желтый пряник» — легкая пористая порода с реликтовой структурой долерита — покрывает более или менее мощной оторочкой долеритовые ядра. Плагиоклаз гибб- ситизирован, пироксен и оливин разложены до гетита. Местами сохра- нился хлорит. Глубина 8,3 м	
	Шаровые базальтовые лавы, сверху слабо монт- мориллонитизированные (монтмориллонит по хлориту)	Долерит	

товые ядра в данном случае служили, по-видимому, фильтрационным барьером для циркулирующих в элювии растворов.

Высокая миграционная способность глинозема, обусловленная передвижением обогащенных фульвокислотами почвенных растворов, подтверждается разрезом высокогорной почвы, развитой в горно-луговых ландшафтах Килиманджаро на переотложенных продуктах выветривания лав трахибазальтового и базальтового состава (Добровольский, 1977). Накопление гиббсита отмечено здесь в двух горизонтах почвенного профиля: на крутых склонах под торфянистой подстилкой (залегающей на плотном гумусовом горизонте почвы, играющем роль водопора) и на более пологих склонах в гидрогетитовых конкрециях иллювиального почвенного горизонта. Разрез почвы следующий.

4	5	6
о. Хайнань (Петров, 1967)	о. Родригес (из группы Маскаренских островов) (Разумова, 1967)	о. Оаху (из группы Гавайских островов) (Лисицына, 1973)
Делювий Каолинизированный базальт розово-фиолетовый с гиббситизированными базальтовыми ядрами. Мощность 30—45 м Бокситовая корка на плотных базальтовых ядрах подошвы разреза (плагноклаз гиббситизирован и галлазитизирован, хлорит замещен железистым монтмориллонитом) Базальт хлоритизированный	Почва. Мощность 0,1 м Глины каолиновые пепельно-фиолетовые с реликтовой структурой базальта (плагноклаз каолинизирован, по пироксену и амфиболу — сетка гетита; по оливину «монокристаллы» крокидолита). Мощность 3—4 м На локальных участках на базальтах подошвы разреза тонкая (1—10 мм) охристо-гиббситовая оторочка (плагноклаз гиббситизирован и каолинизирован, темноцветные минералы разложены до гетита и крокидолита) Базальт оливинный	Гиббсит - гематит - гетитовые породы конкреционной структуры. Мощность 0—3 м Гиббсит-каолиновые породы Каолининовые (метаклазитовые) глины, сохранившие структуру базальта, с ядрами свежего базальта, окруженными слабоветреной породой Базальт оливинный

1) Торфянистый горизонт (АМ) мощностью 0,05 м (на крутых склонах в основании рыхлый светло-ржавый гиббситовый горизонт мощностью 0,2 м).

2) Гумусовый горизонт (А) черно-бурый, пронизанный корнями растений, переходящий вниз по разрезу в слабогумусированный суглинок комковатой текстуры. Мощность 0,3 м.

3) Иллювиальный горизонт (В) коричневого цвета с плохо выраженной мелкоореховатой структурой. На глубине 0,82 м горизонт ржаво-бурых конкреций величиной от 0,5 до 3 см. Конкреции сложены метакolloидным гидрогенитом и инкрустированы гиббситом. Отмечены скопления аллофаноидов. Мощность горизонта 0,7 м.

4) Суглинок оранжево-коричневый, плотный, бесструктурный, мощностью в 0,2 м.

5) Продукты выветривания оливинных базальтов и трахибазальтов. Описанные выше охристо-гиббситовые оторочки инфильтрационно-метасоматического происхождения, тяготеющие к остаточным базальтовым ядрам или к нижним горизонтам профиля — контакту элювия с плотными базальтовыми лавами (см. табл. 1, разрез 4), несмотря на их эфемерность, стали именовать «нижним бокситовым горизонтом».

Бокситы часто венчают разрезы древних кор выветривания, поэтому многие исследователи рассматривают их как «верхний бокситовый горизонт» кор выветривания латеритного типа (Лисицына, 1973; Сапожников, 1975; Михайлов, Куликова, 1977; Кирпаль, 1977, и др.). Согласно этим представлениям, гиббсит является конечным продуктом выщелачивания алюмосиликатных пород — продуктом разложения каолинита (зона дезинтеграции — монтмориллонитовая — каолинитовая и бокситовая или латеритная). Высокая концентрация глинозема и железа в бокситах и наличие колломорфных, оолитовых и конкреционных структур, необычных для элювия, сторонники латеритной теории объясняют тем, что в связи с высокой концентрацией в остаточных продуктах выветривания гидроокислов железа и алюминия происходит их перерас-

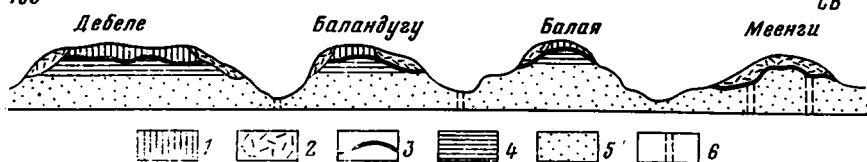
пределение. Как пишет Г. И. Бушинский (1975), геологи не строго отделяют осадочные бокситы от псевдоморфных.

При сопоставлении разрезов бокситоносных кор выветривания с аллитными почвенно-элювиальными профилями базальтовых пород первое, что обращает на себя внимание, — это отсутствие в аллитных профилях «верхнего бокситового горизонта», представленного кондиционными бокситами — основными компонентами бокситоносных кор выветривания (Лисицына, 1973). Поэтому В. П. Петров (1964, 1967, 1976) приходит к заключению, что в бокситоносных (латеритных) корях следует различать две части: нижнюю элювиальную и верхнюю осадочную, представленную бокситами, отделенную от элювия границей размыва, и, присоединяясь к сторонникам латеритно-осадочной теории, относит бокситы к продуктам перемыва аллитного элювия. Обогащенный (отмытый от глин) делювий — пролювий аллитного элювия — и составляет, по мнению В. П. Петрова, промышленный «верхний бокситовый горизонт» латеритных профилей. Факт существования выше элювиальной глинистой толщи горизонта, максимально обогащенного гидроокислами алюминия, как пишет В. П. Петров, послужил основой для создания бытующего до сих пор «мифа» о бокситовом горизонте в верхах латеритного профиля как конечном продукте элювиального выщелачивания алюмосиликатных пород.

Только в последние годы начинает выясняться, что горизонт этот создан не процессом выветривания, а процессом «механической дифференциации» при переотложении в делювии продуктов выветривания. Однако такая трактовка генезиса верхнего бокситового горизонта также мало вероятна. Трудно себе представить, что бокситовые залежи, достигающие мощностей 10 м и более, притом промышленного значения, могли образоваться за счет размыва эфемерного по концентрации глинозема аллитного элювия, тем более что присутствие гиббита установлено только в продуктах выветривания базальтовых пород и, как отмечает сам В. П. Петров (1964), охристо-гиббситовые корки — это единственный тип элювиального бокситообразования. Данное предположение не подтверждается и более сложным набором глиноземистых минералов в бокситах по сравнению с аллитным (гиббситоносным) элювием. Таким образом, сопоставление бокситоносных и аллитных профилей говорит не в пользу латеритного и латеритно-осадочного происхождения бокситов — «верхнего бокситового горизонта» бокситоносных (латеритных) кор выветривания.

Большое значение для понимания генезиса бокситоносных латеритных профилей имеют данные, полученные советскими геологами по бокситовым месторождениям Гвинеи, считающимся классическим примером глиноземистых латеритов. Г. И. Бушинский (1966) в свое время писал, что все гвинейские бокситы имеют латеритное происхождение, следовательно, нельзя отрицать ни латериты, ни латеритной теории.

По существующим в иностранной литературе представлениям, бокситы, слагающие в Гвинее покровы большой протяженности и мощности, имеют латеритное происхождение, т. е. образовались в процессе выветривания — элювиального выщелачивания алюмосиликатных пород, в условиях тропического и субтропического климата, до свободных окислов и гидроокислов железа и алюминия. Советские геологи присоединились к этой точке зрения. Вместе с тем, поскольку бокситы лежат не только на разложившихся до глины сланцах силура, но и на свежих неизмененных породах, вслед за Лакруа и Брюкнером (Шибистов, 1971) среди «латеритных кор» стали выделять два типа: 1) коры выветривания стадийного разложения с полным профилем — разрезы, в которых бокситы залегают на глинистых продуктах разложения пород палеозоя (разрезы с трехъярусным строением: литомарж — боксит — кираса — косвенная латеритизация), и 2) коры выветривания с неполным профи-



Фиг. 2. Схематический геологический разрез через бокситовые месторождения района Киндиа. По Е. Ф. Романько, М. И. Никульшину и др. (Кирпаль, 1977)

Образования коры выветривания:

1 — структурные бокситы; 2 — обломочные бокситы; 3 — аллиты, каолиновые глины, пески; 4 — глинистые сланцы силура; 5 — песчаники ордовика; 6 — зоны разломов и трещиноватости

лем — экстралатеритные, где бокситы лежат непосредственно на неизмененных породах (материнская порода — боксит — кираса) и зона элювиальных глин отсутствует, т. е. бокситы слагают всю кору выветривания — прямая латеритизация (Михайлов, 1971; Одокий, 1971; Лисицына, 1973; Сапожников, Богатырев, 1977, и др.). Возникновение таких двух типов профилей (табл. 2) объясняется следующим образом. Формирование сокращенных (экстралатеритных) профилей осуществляется при интенсивном выщелачивании (интенсивном промывном режиме), а профилей стадийного формирования — там, где выщелачивание слабее. Причем эти условия могут сочетаться в одном разрезе (Лисицына, 1973; Болкаи, Бардош, 1974, и др.). В результате в зависимости от конкретных условий коры выветривания в верхней части или по всей мощности толщи представляет собой боксит (Лисицына, Михайлов, 1968; Лисицына, 1973; Сапожников, 1978, и др.). Таким образом, с позиций латеритной теории бокситы генетически представляют собой верхний горизонт латеритной коры выветривания. Разрушение и переотложение первичных бокситов приводит к возникновению вторичных бокситовых залежей обломочно-осадочного, обломочного-хемогенного и хемогенного происхождения.

Месторождения бокситов стадийного формирования являются в Гвинее доминирующими, месторождения непосредственного формирования (экстралатеритные) известны на нефелиновых сиенитах островов Каса и Тамара архипелага Лос (Сапожников, 1978, и др.).

Однако такая интерпретация разрезов бокситовых месторождений Гвинеи геологически не оправдана и обусловлена тем, что бокситы при-нимаемые за элювиальные образования, лежат в одних случаях на свежих неизмененных породах, а других — на глинистых продуктах их разложения, т. е. залегают на размытой поверхности коры выветривания (Шибистов, 1977, 2).

В основном элювиальными в Гвинее считаются пелитоморфные гиб-бситовые бокситы слоистой структуры — структурные бокситы по сланцам (Сапожников, 1978), слагающие главный рудный пласт на всех бокситовых месторождениях (Мамедов, Гоберман, 1975). Такого типа бокситы бронируют стальные останцы, сложенные глинистыми и фил-литовыми сланцами силура (фиг. 2). Структурные (псевдоморфные) бокситы развиты местами и на терригенных породах девона (Сапожни-ков и др., 1976) и мезозойских долеритах (Михайлов, 1966; Лисицына, Михайлов, 1968, и др.). Как пишет В. И. Мамедов (1974), в пределах развития сланцев силура, долеритов, нефелиновых сиенитов и амфибо-литов наблюдаются бокситы как псевдоморфные, так и обломочные, а на кварцевых песчаниках ордовика — только обломочные.

В бокситовых покровках зон бовалей, залегающих на сланце силу-ра, в настоящее время выделяют три элемента: структурный боксит по сланцам, бовальную кирасу и склоновую кирасу (Броневой и др., 1970; Броневой, Михайлов, 1972; Сапожников и др., 1976, и др.).

Разрезы бокситоносных (латеритных) кор

Разрез	По нефелиновым сиенитам	По долеритам	
	1	2	3
	о. Касса (Горецкий и др., 1963)	р-н Дебеле (Одокий, 1971)	р-н Фенерши (Михайлов, 1966)
Кираса	Боксит железистый, трубчатый. Обломки гиббситизированного нефелинового сиенита сцементированы и замещены колломорфными окислами Fe и Al (неправильные линзы в верхней части залежи). Мощность 5—6 м	Кираса железистая. Мощность до 3 м	Железистый конгломерат — обломки структурного боксита, сцементированы и замещены гидроокислами железа и алюминия. В порах и трещинах гиббсит. Мощность 0—0,5 м
Боксит	Боксит конкреционный — красно-бурая рыхлая железо-глиноземистая порода с железистыми псевдобовинами и конкрециями, представляющими собой обломки нефелинового сиенита, окутанные, замещенные и сцементированные изотропным железистым колломорфным веществом. Мощность 3—4 м	Аллитовая зона — боксит железисто-гиббситовый, в отдельных образцах сохранивший реликты структуры долерита. Контакт с литомаржем резкий, обогащенный гетитом. Мощность 2—10 м	Структурный боксит — красновато-коричневая порода, непластичная, пористая, с землистым изломом и реликтовой структурой долерита; в верхних горизонтах плотная, в нижних (2 м) пластичная (гиббсит в виде псевдоморфоз и натечных форм). Мощность 9,5 м
«Переходный горизонт»	Боксит кристаллический — светлая красновато-бурая пористая порода кристаллического сложения (жилковатые псевдоморфозы гиббсита по полевому шпату; сетка гидроокислов железа по пироксену). Мощность 1 м	—	Выщелоченный долерит (плагноклаз по трещине замещен гиббситом; на месте пироксена — сетка окислов железа. Выщелачиванию пироксена местами препятствует плотная железистая рубашка). Мощность от 0,5—1 см до 0,5 м
Кора выветривания (литомарж)	—	Зона монтмориллонит-каолиновых глин, зеленовато-бурых и бурых, с невыветрелыми останцами долеритов. Мощность 1—3 м Зона дезинтеграции. Долериты с трещинами между блоками, заполненными зеленовато-бурой массой гидрохлорит-монтмориллонитового состава. Мощность 0,5—3 м	—
Материнская порода	Нефелиновые сиениты	Долерит	Долерит

Основной элемент бокситовых покровов — структурный боксит по сланцам (собственно латеритный боксит) — обладает полосчатой текстурой, которая рассматривается как реликтовая, унаследованная от сланцев. Макроскопически это каменные пелитоморфные бокситы слоистой текстуры, пористые, состоящие из слоев сахаровидного гиббсита и пелитоморфных выделений гетита. Состав бокситов исключительно гиббситовый (Бронева и др., 1970; Бронева, 1975, и др.). Контакт структурных бокситов с подстилающими сланцами или глинистыми продуктами их разложения (литомаржем) всегда резкий. Мощность

выветривания Либерийского щита

По сланцам силура	
4	5
месторождение Дебеле (Мамедов, Гоберман, 1975)	Дебеле, Банандугу, Балая, Феряфу, Сводный разрез (Шибистов, 1977 ₂)
Кираса обломочная, существенно железистая. Мощность ~ 2 м	
Чередование афанитовых и тонкокристаллических светлых каменистых гиббситовых бокситов с гиббсит-гётитовыми породами (верхняя зона). Мощность 5—7 м Чередование каолинит-гиббсит-гётитовых каменистых пород с подчиненными прослоями каолинитовых глин и гётит-гиббситовых бокситов (средняя зона). Глины каолиновые с желваками и линзовидными прослоями гиббсит-каолинит-гётитовых сухарных и каменистых пород (нижняя зона). Мощность 1,5 м	Осадочные породы Бокситовый латерит. Боксит каменистый с слоистой текстурой, местами замещенный бокситовой брекчией (преобладают обломки слоистых бокситов, угловатые и уплощенные) Бокситовая пачка сложного строения, состоит из линзовидных пластов брекчиевидного, конгломерато-брекчиевого, конгломератового боксита, каменистого или рыхлого, содержащих прослои и линзы аллитной железной руды. Обломочный материал представлен светлым изотропным бокситом колломорфной структуры и аллитной железной рудой. Встречаются прослои колломорфного хемогенного (гиббситового) боксита Глины аллитные и каолиновые с обломками и галькой (бокситов, железной руды, аргиллитов, белой глины и Al—Fe-бобовия) и линзами и прослоями боксита и аллитной железной руды колломорфной структуры
Глинистый элювий. Мощность до 35 м	Литомарж (в местах размыва отсутствует)
Измененные сланцы. Мощность 5—10 м	
Сланцы глинистые и филлитовые	Сланцы силура и другие породы субстрата

структурных бокситов до 10—12 м (Сапожников и др., 1976). Бовальная кираса — обломочно-цементная, развита на структурных бокситах. Сложена она обломками структурных бокситов, сцементированными гидроокислами железа и алюминия, образовавшимися, как полагают, в процессе их деградации. Бовальная кираса на склонах и у подножий переходит в шлейфовую (склоновую) кирасу (см. фиг. 2).

Считается, что за счет размыва и делювиально-пролювиального и аллювиального переотложения бокситов верхнего (эоценового) уровня сформировались и конгломератовидные бокситы месторождения Санга-

реди, расположенного на более низкой (миоценовой) поверхности (Бронево́й, Михайлов, 1972; Роменко и др., 1974; Акаемов, 1975; Тюрин, Теняков, 1977, и др.). Однако такой интерпретации разреза месторождения Сангареди противоречит исключительно бокситовый состав галек и цемента и незначительная терригенная примесь, что исключает перенос рудного материала на значительное расстояние. Поэтому многие исследователи считают, что переотложенный материал подвергся на месте дополнительной латеритизации (Одокий, 1974; Сапожников, Богатырев, 1977; Тюрин, Теняков, 1977). В настоящее время большинство исследователей склоняются к точке зрения, согласно которой бокситовые покровы Гвинеи представляют собой сложнопостроенные относительно древние образования, представленные как структурными (псевдоморфными) бокситами, так и различными типами осадочных (обломочно-осадочных, обломочно-хемогенных и хемогенных) бокситов — продуктами переотложения и химической деградации первичных структурных бокситов и глиноземистых железняков бовальной кирасы (пролювиального, делювиального и озерно-аллювиального генезиса).

Генезис первичных структурных гиббситовых бокситов по сланцам — основной разновидности рудного пласта бокситовых месторождений — разные исследователи трактуют по-разному. Одни считают их остаточными, элювиальными, т. е. латеритным горизонтом кор выветривания (Одокий, 1971, 1974, и др.), другие — латеритным горизонтом, который дополнительно обогащен глиноземом за счет внутрикорового перераспределения элементов. Как пишут Д. Г. Сапожников и др. (1976), поскольку в данном случае существенных осадков породы при сохранении текстуры допустить нельзя, остается предполагать, что здесь имеет место дополнительный привнос глинозема (сверх остаточного) путем вертикального или латерального перераспределения элементов.

В последнее время структурные гиббситовые бокситы по сланцам стали рассматривать как вторичный иллювиальный горизонт латеритных кор выветривания. Такая усложненная (латеритно- или элювиально-иллювиальная) гипотеза возникла в связи с необходимостью объяснить генезис бокситов экстралатеритных профилей, где структурные бокситы залегают непосредственно на сланцах силура, минуя промежуточную глинистую зону, и накопление гиббсита нельзя объяснить разложением каолинита.

Остановимся подробнее на этой гипотезе. Так, В. А. Бронево́й и др. (1970) приходят к выводу, что латеральный процесс, приводящий к формированию бокситов Гвинеи, — явление более сложное, чем простое выветривание, и в формировании бокситоносных (латеритных) профилей выделяют два этапа. На первом этапе происходит элювиальное разложение минералов исходных пород, которое заканчивается частичным разложением каолинита с выделением свободного глинозема, что приводит к формированию гиббсит-каолинитовой зоны. На втором этапе (новый качественный скачок) алюминий приобретает подвижность, в результате чего начинают развиваться процессы инфильтрационного обогащения коры выветривания глиноземом при полном или частичном сохранении структуры материнских пород. Последнее возможно только потому, что добокситовые породы коры выветривания (литомарж) являются весьма пористым образованием.

Таким образом, в верхней части латеритного профиля коры выветривания формируется горизонт пород, резко обогащенный свободными гидритами глинозема, и образуется боксит. Если условия сохраняются, зона бокситов, как полагают, будет неуклонно и все медленнее расти вниз по профилю коры выветривания, приближаясь своей нижней поверхностью к уровню грунтовых вод. Одновременно с нарастанием бокситовой зоны в верхней ее части происходит прогрессирующее растворение и перемещение алюминия из верхних горизонтов бокситов зоны в

нижние, что приводит к разрушению самой верхней части профиля, ведущему к формированию кирасы. При этом считается, что «прогрессирующее развитие процесса бокситообразования даже в благоприятной климатической обстановке возможно лишь при наличии медленно восходящих энергетических движений региона» (Броневой и др., 1970, стр. 17, 18) и достаточно расчлененного рельефа (Михайлов, 1971₂). Одновременно с формированием остаточной существенно железистой (бовальной) кирасы возникает шлейфовая кираса, представляющая собой своеобразный делювиальный шлейф, расположенный на склонах и у подножия бокситоносных бовалей. Этот своеобразный делювий сложен обломочным бокситовым материалом, сцементированным продуктами химического осаждения Al, Fe и Ti, вынесенными водами, фильтрующимися через зону первичных структурных бокситов (Броневой, Михайлов, 1972). Раскристаллизация гелей приводит к образованию бобовин, оолитов и пизолитов, колломорфных выделений и других структур. Этим же объясняется и широкое развитие в цементе пород не гиббита, а бёмита. Таким образом, характерная особенность большей части пород (в том числе и бокситов) латеритных покровов — наличие в их составе некоторого (иногда весьма значительного) количества вещества, привнесенного в виде истинных и коллоидальных растворов. Однако это обстоятельство, как пишут авторы, ни в коей мере не свидетельствует о хемогенно-осадочном происхождении бокситов шлейфовой кирасы, если понимать под хемогенно-осадочными любые разновидности субаквальных осадков. Все без исключения бокситы Либерийского щита образовались в субаэральной обстановке, выше уровня грунтовых вод.

Элювиально-иллювиальная гипотеза в настоящее время находит отражение в работах многих исследователей (Сапожников, Богатырев, 1977; Тюрин, Теняков, 1977; Шибистов, 1977₂; Селиверстов, 1978). Так, например, в интерпретации Б. А. Тюрин и В. А. Тенякова (1977) экстралатеритные профили являются результатом вторичной переработки зональных латеритных профилей обычного типа в условиях изменения климатической обстановки в сторону резкого увлажнения. В этих условиях промежуточные зоны (дезинтеграции и структурных глин) подверглись полному выщелачиванию и достигли стадии конечного разложения. Развитие же мощных процессов почвообразования привело к выщелачиванию глинозема из верхних горизонтов профиля и миграции его в нижние зоны. Глиноземистые железняки бовальной кирасы, венчающие разрез, рассматриваются и в данном случае как остаточный продукт выщелачивания (кислыми водами) из самых верхних зон латеритного профиля гидроокислов алюминия при неподвижности окислов железа. В таком понимании структурные гиббситовые бокситы представляют собой вторичный почвенно-иллювиальный горизонт латеритного профиля, сформировавшийся в процессе развития бовальной кирасы. Однако железистая кираса является составной частью бокситорудной толщи, так как глиноземистые железняки не только перекрывают и подстилают бокситы, но и встречаются внутри бокситорудной толщи и замещают бокситы по простиранию (Халетон, 1970; Якушев, 1974; Мамедов, Гоберман, 1975; Шибистов, 1977₂). Отсюда следует, что глиноземистые железняки и железистые бокситы бовальной кирасы нельзя рассматривать как остаточный продукт выщелачивания первичных гиббситовых бокситов, тем более что кираса представляет собой обломочно-цементное образование более сложного минерального состава, чем структурные бокситы (Броневой, 1975). В то же время небольшая (до 1—3 м мощность бовальной кирасы не может обеспечить формирование структурных бокситов, мощность которых достигает 10—12 м и более (Сапожников, Богатырев, 1977).

Б. М. Михайлов и Г. В. Куликова (1977) для объяснения генезиса структурных бокситов привлекают глинозем и со стороны. В их понима-

нии структурные бокситы — это гипергенно-метасоматические образования в своей основе элювиального характера — верхние горизонты латеритной коры выветривания, претерпевшие в условиях гипергенеза инфильтрационно-метасоматическое замещение (алюминиевый и железистый метасоматоз) в результате вертикального и горизонтального перемещения элементов и привноса веществ извне (гипергенно-метасоматическая гипотеза). Но откуда привносился глинозем в процессе гумидного литогенеза, не ясно. Процесс бокситизации (латеритизации), как полагают авторы, осуществлялся на возвышающихся в рельефе останцах, сложенных древними трещиноватыми породами, и продолжается в настоящее время. Но трудно себе представить, что останцевый рельеф существовал в период формирования бокситовых залежей, так как современный рельеф явно эрозионный и бокситы как твердые породы подобно долеритам бронируют столовые останцы (см. фиг. 2). В настоящее время происходит разрушение бокситовых залежей (Одокий, 1971; Мамедов, 1975, и др.). Кроме того, останцовое положение бокситизирующих пород исключает привнос глинозема со стороны.

Для притока глиноземистых растворов извне необходимо депрессионное залегание бокситизирующих пород, но в этом случае уровень грунтовых вод будет лежать высоко и залежи структурных бокситов большой мощности возникнуть не смогут, поскольку считается, что бокситообразование (латеритизация) осуществляется выше уровня грунтовых вод, ниже осуществляется каолинизация пород — образуется литомарж. Таким образом, первичное останцовое залегание бокситов исключает привнос глинозема со стороны, а депрессионное в свою очередь препятствует образованию мощных залежей структурных бокситов, а также синхронному образованию шлейфовой кирасы — обязательного и неотъемлемого горизонта бокситовых покровов (Бронева, Михайлов, 1972).

Таким образом, ряд положений гипергенно-метасоматической гипотезы встречает возражение, но положительной стороной гипотезы является привлечение к генезису бокситов инфильтрационно-метасоматических процессов и глиноземистых растворов, поступавших извне. По подсчетам В. А. Бронева (1975), в верхние горизонты латеритного профиля привносится до 50—250% алюминия, железа и титана. Однако В. А. Бронева полагает, что эти окислы не привносятся в системы, а только перераспределяются внутри нее. Профиль бокситоносной (латеритной) коры выветривания основных пород полного профиля В. А. Бронева рассматривает как метасоматическую колонку зоны гипергенеза, в которой накопление свободных окислов осуществляется не на конечных стадиях процесса выщелачивания при переходе от нижних зон профиля к верхним, как это считалось до сих пор, а сверху вниз. Согласно этим представлениям, сначала непосредственно по субстрату развивается верхняя «предельно тыловая зона» гётит-гипсбитового состава. Затем ниже первой зоны, также непосредственно по субстрату, начинает формироваться вторая, гипсбит-каолининовая зона. Одновременно с этим продолжается образование первой зоны, но теперь она уже развивается не по субстрату, а по породам второй зоны. Аналогичным образом, но с некоторым запаздыванием формируются все остальные зоны колонки (каолининовая, монтмориллонит-каолининовая, монтмориллонитовая и начального разложения). Поскольку вещество предельной тыловой зоны неравновесно с исходным раствором (метеорной водой), одновременно с формированием этой зоны начинается ее разрушение, приводящее к образованию бовальной кирасы. По данным В. А. Бронева, неполные (экстралатеритные) профили коры выветривания приурочены к наиболее расчлененным формам рельефа, с низким стоянием уровня грунтовых вод и высокой скоростью фильтрации метаморфизирующих растворов.

Таким образом, как мы видим, в настоящее время от классической латеритной теории (элювиального накопления глинозема) практически ничего не осталось.

В отличие от сторонников латеритной (элювиальной) и латеритно-иллювиальных (элювиально-иллювиальных) гипотез Ю. К. Горецкий (Горецкий и др., 1963), первый из советских геологов посетивший бокситовые месторождения Гвинеи, считал пелитоморфные слоистые бокситы метасоматически замещенным гиббситом слабовыветрелых сланцев силура и именовал их первичными кристаллическими бокситами. Их образование он связывал с воздействием поступавших со стороны освобождающихся при выветривании глиноземистых растворов.

Б. В. Шибистов (1977_{1, 2}), работавший здесь позднее, в отличие от других исследователей пришел к выводу об осадочном происхождении структурных гиббситовых бокситов по сланцам и в качестве доказательства приводит следующие данные. Во многих разрезах пелитоморфные слоистые бокситы — структурные бокситы по сланцам — слагают верхнюю часть бокситового покрова и от сланцев силура отделены псефитовыми бокситами, железными рудами и аллитами осадочного происхождения. Подтверждением осадочного происхождения бокситов, по Б. В. Шибистову, служит и преобладание в их окраске серых тонов, типичных для водных осадков, и отсутствие зависимости состава и структурно-текстурных особенностей от характера подстилающих пород, что особенно важно.

Как пишет Б. В. Шибистов, многочисленные литературные источники указывают на находки латеритных (элювиальных) бокситов, однако бокситы эти, как правило, являются обломочными, пизолитовыми или оолитовыми, и соединять их в единый генетический профиль с глинистым элювием явно нельзя. Образование литомаржа в Гвинее предшествовало бокситообразованию. Это не что иное, как кора выветривания подстилающих палеозойских пород, на размытую поверхность которой легли породы бокситового комплекса. Контакт бокситов с подстилающими породами всегда резкий.

Но, отстаивая осадочное происхождение «структурных бокситов по сланцам» — основной разновидности рудных тел Гвинейских бокситовых месторождений, Б. В. Шибистов остается на позициях латеритно-осадочной теории и считает пелитоморфные слоистые бокситы переотложенным тонкообломочным глиноземистым материалом элювиально-иллювиальных бокситов. Химическое же осаждение, по его данным, в формировании бокситовых залежей играет незначительную роль.

Другие исследователи, наоборот, отводят большую роль истинным и коллоидным растворам в формировании бокситовых залежей (Броне-вой и др., 1970; Бронева, Михайлов, 1972; Сапожников, Богатырев, 1974, и др.). Доказательством служит широкое развитие в бокситах обломочной структуры колломорфных продуктов, оолитов, состоящих из концентров разного минерального состава, агрессивное поведение цемента и ясно выраженная коррозия обломочного рудного материала.

Итак, большинство исследователей считает структурные гиббситовые бокситы по сланцам псевдоморфными элювиального, элювиально-иллювиального или гипергенно-метасоматического происхождения, а Б. В. Шибистов (1977_{1, 2}) в отличие от других относит их к осадочным образованиям.

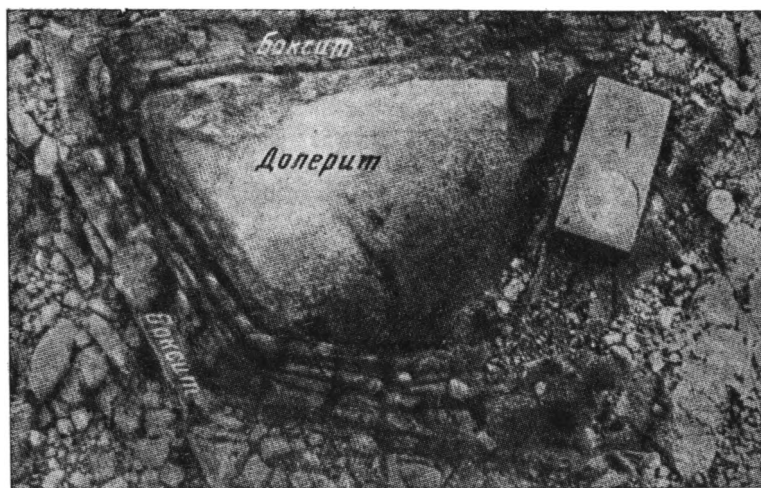
Микроскопическое изучение пород, развитых в пределах месторождения Дебеле (образцы из коллекции В. И. Мамедова), заставляет присоединиться к сторонникам псевдоморфного (метасоматического) происхождения пелитоморфных слоистых бокситов. В шлифах под микроскопом хорошо видно, что пелитоморфные гиббситовые бокситы месторождения Дебеле состоят из сплошного гиббситового агрегата, местами отчетливо имитирующего пятнисто-бластопелитовую структуру

глинистых сланцев, подстилающих бокситовую залежь. В этом случае на месте пятнистых обособлений серицита и гидробиотита развиты относительно крупные таблитчатые кристаллы гиббсита с низкой серой интерференционной окраской, а основная масса бластопелитового строения замещена криптокристаллическим гиббситовым агрегатом. Пустоты, а иногда и промежутки между крупными кристаллами гиббсита местами заполнены более прозрачными призматическими сростками гиббсита. Гиббситом местами замещены и присутствующие в породе пропластки гетита. Вместе с тем трудно сказать, подверглись ли гиббситизации свежие или каолинизированные сланцы или были гиббситизированы те и другие одновременно, так как пятнисто-бластопелитовые структуры хорошо сохранились и в каолинизированных сланцах. Однако реликтовая структура сланцев часто не видна. Встречаются разности, состоящие из неравномерно раскристаллизованного агрегата гиббсита, в массе которого различаются пылеватые скопления, имеющие форму пятен. Последние приурочены к наиболее слабо раскристаллизованным участкам породы. Присутствие таких пятен придает породе псевдообломочный характер. Несомненно псевдоморфными являются бокситы с реликтовой структурой долеритов.

Псевдоморфные бокситы по долеритам бовалея Санкота, описанные Б. В. Шибистовым (1977₂) как элювиальные образования, представляют собой белые гиббситизированные породы каменистого сложения, сохранившие скорлуповатую текстуру долеритов, и реликты долеритовой структуры, нарушенной колломорфными выделениями алюмогеля. Вторично обохренные их разности по внешнему виду, составу и микроструктуре обнаруживают большое сходство с охристо-гиббситовыми оторочками почвенно-элювиальных профилей базальтовых пород, описанных Ж. Лажуани и М. Банифа (1964) по р. Конкуре (комплекс глина — «пряник»). В обохренных разностях структурных бокситов по долеритам псевдоморфозы гиббсита по плагиоклазу сохранились, кристаллы пироксена разложены с образованием пористого агрегата гетита, а глинистые продукты разложения пироксена, заключенные в плотную железистую рубашку, сохранились от разрушения (Михайлов, 1966).

Сходство усиливается присутствием в псевдоморфных бокситах остаточных базальтовых ядер («псевдовалунов») и реликтов концентрически-скорлуповатых структур (фиг. 3). Морфологическая и минералогическая близость генетически столь различных образований объясняется инфильтрационно-метасоматическим происхождением гиббсита как в охристо-гиббситовых оторочках, так и в псевдоморфных бокситах по долеритам. Но вместе с тем псевдоморфные бокситы по долеритам бокситовых покровов Гвинеи существенно отличаются от охристо-гиббситовых (бокситовых) оторочек аллитных почвенно-элювиальных профилей базальтовых пород прежде всего интенсивностью и мощностью процесса гиббситизации — в ряде случаев это сильно гиббситизированные, иногда обогащенные алюмогелем каменистые породы, слагающие иногда целые зоны до 200 м в поперечнике (Шибистов, 1977₂). Сходство этих двух различных в генетическом отношении образований привело к тому, что псевдоморфные бокситы по долеритам бокситовых покровов стали относить к элювию.

У нас в Советском Союзе псевдоморфные (структурные) бокситы появляются обычно в подошве бокситовых залежей — в зоне ближнего выклинивания, там где бокситовый пласт выходит из осадочного чехла и ложится на породы фундамента. Существенно, что в этом случае замещению гиббситом подвергаются не каолинизированные породы, а сравнительно свежие и плотные. Там же, где бокситы лежат на глинистых продуктах разложения пород палеозоя, гидроокислы алюминия и железа фиксируются в глинистой массе в виде прожилков, пропластков, конкреций или бобовин (как и на месторождении Дебеле в Гвинее) (см.



Фиг. 3. Ядро долерита среди структурного метасоматического боксита, заместившего концентры сфероиды. Район Фенарии, Лесная Гвинея (Михайлов, 1966)

табл. 2, разрез 4). Но на бокситовых месторождениях контактово-карстового типа, как, например, на Амангельдинском (Знаменский, Самогин, 1977) и Тургайских (Лисицына, Пастухова, 1963; Жаров, 1976), фронтальной гиббситизации подверглись и подрудные каолиновые глины. Мощность зоны гиббситизации на Амангельдинском месторождении достигает 2,5 м.

Таким образом, псевдоморфные бокситы, развитые в пределах бокситовых месторождений, по всем данным представляют собой не остаточные элювиальные образования, а гиббситизированные породы инфильтрационно-метасоматического происхождения, образовавшиеся в процессе формирования бокситовой залежи под воздействием глиноземистых растворов, просачивающихся вниз по разрезу в подстилающие породы (Горецкий, 1960; Знаменский, Самогин, 1977). Это так называемый нижний бокситовый горизонт осадочных бокситовых месторождений (Горецкий, 1958). Инфильтрационно-метасоматическое происхождение структурных псевдоморфных бокситов и генетическая связь их с осадочным хемогенным процессом доказывается тем, что они всегда ассоциируют с бокситами обломочной, оолитовой и бобовой структуры, и тем, что гиббситом в долеритах и других породах (например, амфиболитах и габброидах) в ряде случаев замещены не только полевые шпаты, но и минералы, содержащие глинозем в незначительном количестве (пироксены, роговая обманка) или даже совершенно лишенные глинозема (оливин). Подтверждением служит и эпитактическое развитие гиббсита по каолиниту на Амангельдинском месторождении (Знаменский, Самогин, 1977). Нужно сказать, что метасоматические процессы, по всем данным, играют большую роль в формировании бокситовых месторождений всех генетических типов (Пейве, 1947; Лисицына, Пастухова, 1963; Басс и др., 1977; Михайлов, 1971; Жаров, 1976; Грайзер и др., 1979, и др.).

Структурные (псевдоморфные) бокситы бокситовых покровов Гвинеи, образовавшиеся по долеритам, нефелиновым сиенитам, амфиболитам, сланцам и т. д., также представляют собой гиббситизированные породы инфильтрационно-метасоматического происхождения, т. е. метасоматиты осаждения, а не выщелачивания. В соответствии с этим они представлены каменистыми породами с реликтовой структурой материнских пород, а не остаточными охристыми и глинистыми продуктами.

Вопреки мнению большинства исследователей структурные гиббситовые бокситы по всем данным генетически не связаны с корой выветривания, а являются одним из элементов бокситовых покровов, залегающих с резким контактом как на глинистых продуктах коры выветривания, так и на неизмененных породах.

Привлечение поступавших извне глиноземистых растворов к генезису бокситов Гвинеи заслуживает самого пристального внимания, так как трудно себе представить, что в результате элювиального выщелачивания и последующего перераспределения элементов за счет таких богатых кремнеземом пород, как сланцы силура (SiO_2 —61,87%; Al_2O_3 —17,72%; $\text{FeO}_2 + \text{FeO}$ —5,84%; Сапожников, Богатырев, 1977), могли сформироваться мощные (до 20 м) промышленного типа залежи, сложенные почти исключительно окислами и гидроокислами железа и алюминия. Так, например, структурные гиббситовые бокситы по сланцам месторождения Дебеле содержат (в %): Al_2O_3 —59,86; SiO_2 —1,0; Fe_2O_3 —5,15; H_2O^+ —30,48 (Сапожников, 1978). Для получения такого рудного остатка необходимо было бы подвергнуть выщелачиванию громадные толщи сланцев, и трудно предполагать, что в таком случае могла сохраниться реликтовая структура материнских пород. Последующее же перераспределение остаточного глинозема неизбежно привело бы к уничтожению реликтовых структур.

Нельзя объяснить образование бокситов промышленного типа и привнесом глинозема сверху из бовальной кирасы, так как наблюдения над современными процессами выветривания показали, что с элювиальным процессом, как было показано выше, связаны весьма эфемерные накопления глинозема, которые не могли привести к образованию промышленных бокситовых залежей, даже если происходило вторичное его перераспределение и миграция вниз по разрезу. Только привнесом глиноземистых растворов рудных концентраций извне можно объяснить наличие таких мощных бокситовых залежей метасоматически-осадочного типа площадного распространения. Поэтому структурные гиббситовые бокситы могут быть только метасоматически замещенными гиббситом породами, образовавшимися под воздействием высокоглиноземистых растворов, но только не элювиальными — остаточными продуктами выщелачивания алюмосиликатных пород.

Привлечение к генезису структурных бокситов глиноземистых растворов, поступавших со стороны, заставляет пересмотреть и генезис бокситов обломочной структуры с колломорфным бокситовым цементом и бокситов хемогенно-осадочного происхождения, так как до сих пор источником глиноземистых растворов считались вторичные растворы, образовавшиеся в процессе переотложения и химической деградации первичных структурных бокситов.

Несмотря на то что данные об обломочно-хемогенном, хемогенно-осадочном (Сапожников, Богатырев, 1977) и инфильтрационно-метасоматическом происхождении многих разновидностей бокситов Гвинеи получают все большее и большее подтверждение, укоренившиеся представления о генезисе бокситов до сих пор держат геологов в тисках латеритных теорий. Даже рассматривая структурные бокситы как инфильтрационно-метасоматические образования, связанные в том или ином виде с привнесом железа и глинозема извне, считают, что этот процесс генетически связан с формированием латеритного профиля коры выветривания. Это обстоятельство обусловлено рядом причин. Во-первых, нет другого возможного гипергенного источника глинозема, кроме латеритной коры выветривания. Но, как было показано выше, с красноземным элювиальным процессом связаны лишь весьма незначительные (аллитные) накопления глинозема. Несмотря на это, до сих пор считается, что аллитная кора выветривания послужила исходным материалом для бокситовых залежей. Вторая причина — это сохранность в структурных

бокситовых реликтовых структур материнских пород, которые рассматривают как доказательство принадлежности гиббситизированных пород к элювиальным образованиям. Однако сохранность реликтовых структур и избирательность процесса замещения указывают лишь на метасоматическую природу данного процесса, но отнюдь не решают вопроса о генезисе пород. Сохранность реликтовых структур и избирательность процесса замещения являются характерными особенностями всех метасоматических процессов (Коржинский, 1953).

Кроме того, геологи не всегда отделяют метасоматиты осаднения от метасоматитов выщелачивания. Между тем метасоматиты выщелачивания образуются под воздействием разбавленных растворов при преобладании выноса над привносом. Поэтому они представлены глинистыми и охристыми продуктами (псевдоморфные глины и охры). Процесс этот протекает с уменьшением объемного веса и увеличением пористости горных пород, тогда как метасоматиты осаднения представлены каменистыми породами, образующимися под воздействием концентрированных растворов. Процесс этот протекает с сохранением или увеличением объемного веса горных пород и может сопровождаться понижением их пористости (гиббситизированные, карбонатизированные породы). Смешивание этих двух типов пород и ведет к большой путанице и непониманию процесса бокситообразования.

И наконец, третья причина — это необходимость объяснить присутствие в бокситах разнородного кластогенного рудного материала. Исходя из представления о гипергенном источнике бокситового вещества, генезис обломочного бокситового материала также решается с позиций латеритной теории. Между тем состав обломочного рудного материала значительно сложнее и разнообразнее состава первичных гиббситовых бокситов, за счет размыва и химической деградации которых, как полагают, образуются обломочные и обломочно-хемогенные бокситы. Необъяснима с этих позиций и незначительная примесь в бокситах терригенного материала, неизбежная при переносе рудного материала даже на короткое расстояние. Так, например, для бокситов месторождения Сангареди характерен почти исключительно рудный состав галечного материала и цемента. Между тем в природе, как пишет Н. М. Страхов (1962), не существует процессов, которые селективно изолировали бы глинозем от терригенного материала и создавали бы его локальное накопление. Все значительно упрощается, если встать на позиции хемогенно-осадочной теории А. Д. Архангельского (1937), согласно которой бокситы являются хемогенными метасоматически-осадочными образованиями, обязанными своим происхождением привносу алюминия, железа и титана из одновременно развивающейся коры выветривания. Однако источник глинозема в данном случае был, по всем данным, более мощным, чем кора выветривания.

Нужно сказать, что бокситы бокситовых покровов Гвинеи в генетическом, морфологическом и структурном отношении напоминают карбонатные коры — «каliche» — инфильтрационно-аккумулятивные образования площадного распространения, описанные Б. М. Михайловым (Михайлов, 1970; Михайлов, Куликова, 1977) в Восточной Африке как карбонатные коры выветривания. В подошве таких карбонатных покровов (Добровольский, 1971, 1974) также развиты многометровые псевдоморфозы, представленные карбонатизированными амфиболитами мощностью в 8 м.

Глиноземистые железнйки бовальной кирасы вместе с тем близки и железистым латеритам равнинной кирасы — лишенным глинозема железнякам аккумулятивно-гидроморфного происхождения, широко развитым в Гвинее и в других районах Африки на низких гипсометрических отметках. Эти железистые аккумулятивные образования покровного типа связаны с привносом железа грунтовыми водами. «Железистые

латериты» равнинной кирасы Гвинеи наиболее детально изучены Н. А. Ансбергом (1977). Сходство бокситов и глиноземистых железняков бокситовых покровов Гвинеи с такого типа аккумулятивными образованиями свидетельствует о том, что перед нами породы особого генезиса.

В целом бокситы бокситовых (латеритных) покровов Гвинеи больше всего напоминают хемогенные, обломочно-хемогенные и инфильтрационно-метасоматические образования травертинных покровов. Перед нами, по-видимому, рудные травертины глиноземистого состава гидротермального происхождения — осадка металлоносных гидротерм. Недаром В. А. Броневой и др. (1970) пишут, что склоновая делювиальная кираса месторождения Дебеле сложена обломочными и травертиноподобными бокситами, состоящими из смеси твердых обломков и гелевой массы, напоминающими селевые потоки, а Д. Г. Сапожниковым с соавторами (Сапожников и др., 1976; Сапожников, Богатырев, 1977) на месторождении Сангареди описаны вертикальные каверны столбчатой формы, наполненные колломорфными выделениями, представляющие собой, по-видимому, трубки разгрузки термальных вод (Глазовский, 1976). Не случайно и В. А. Броневой (1975) сравнивает бокситы Гвинеи с метасоматитами эндогенного происхождения.

Предлагаемая нами гипотеза хорошо объясняет многие особенности бокситовых залежей Гвинеи. Нужно сказать, что генетическую связь многих бокситовых месторождений зарубежных стран с горячими минеральными источниками, выносившими глинозем с глубин, предполагали многие исследователи (Бушинский, 1975).

Подобно известковым травертинам, бокситы слагают в Гвинее покровы и залежи шлейфового и долинного типа. Они часто также брекчированы и засорены кластогенным рудным материалом, образовавшимся на месте в процессе взламывания ранее отложившегося рудного осадка и, возможно, вынесенным растворами с глубин. К последним, возможно, относятся обломки бёмитовых пород и белых фарфоровидных гиббсит-бёмитовых бокситов, представленных гелеморфными и тонкокристаллическими разностями. Такого типа бокситы в коренном залегании не были обнаружены.

Обломки и брекчированные участки цементировались здесь же на месте новыми порциями рудного вещества, а обломки, перемещенные по склону, формировали склоновые кирасы.

Состав обломочного материала бокситов весьма разнообразен и трудно объясним с позиций всех ранее рассмотренных гипотез. Среди обломочного материала присутствуют обломки бокситов различных литологических типов, бёмитовых пород, аллитовых железняков, гиббситизированных осадочных и эффузивных пород и пород каолинового состава. Иногда наблюдается незначительная примесь обломков свежих и слабовыветрелых сланцев и эффузивов и контактовых роговиков. Присутствуют также обломочные зерна кварца, карбонатов, дистена, рутила, чешуйки мусковита и биотита, зерна глауконита, рудных минералов, эпидота, оливина и др. (Броневой и др., 1970; Акаемов, 1976; Шибистов, 1977₂; Сапожников, 1978). Там же где обломочные бокситы лежат на песчаниках ордовика, в цементе появляется значительная примесь кварцевого песка (Мамедов, 1974; Шибистов, 1972₂). Кластогенный рудный материал в той или иной степени координирован, при этом обломки часто округлены и имеют форму галек (Броневой и др., 1970). Агрессивный характер горячих рудоносных растворов проявляется не только в коррозии кластогенного рудного материала, но и в метасоматическом замещении подстилающих пород. Особенно четко реакционная активность рудообразующих растворов, как мы видели, проявляется на тех месторождениях, где бокситы залегают на долеритах. Здесь в подошве бокситорудных залежей развиваются структурные бокситы гиббситово-

го состава с реликтовой структурной и скорлуповатой отдельностью до-леритов.

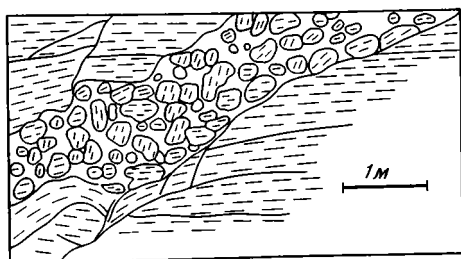
На месторождении Фриа и других, где рудная залежь в значительной своей части сложена пелитоморфными слоистыми бокситами, развиты зоны брекчирования, заполненные обломками и глыбами тех же бокситов, сцементированными гетитом, гематитом или гематит-бёмит-гипсбситовым цементом (фиг. 4). По всем данным, перед нами жильные травертины с захваченными при внедрении ксенолитами пелитоморфных слоистых бокситов. Сами бокситы также слегка брекчированы и вторично сцементированы. Ненарушенных участков немного (Сапожников и др., 1976).

Доказательством гидротермального происхождения бокситообразующих растворов служит присутствие в Гвинейских бокситах самородной меди (Шибистов, 1977₁), гнезд гематита, а также в небольших количествах (первые проценты) таких высокотемпературных минералов, как диаспор и корунд (Бронева, 1975; Сапожников, Богатырев, 1977; Шибистов, 1977_{1, 2}).

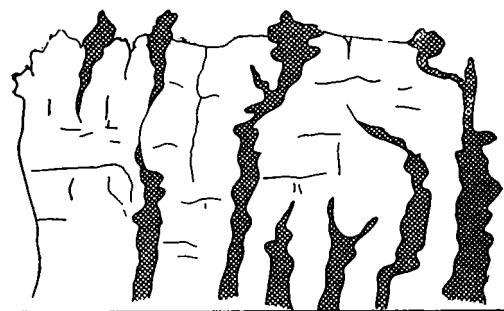
Гидротермальное происхождение высокоглиноземистых рудообразующих растворов доказывается и приуроченностью бокситовых покровов на Либерийском щите к региональным разломам. Так, в богатейшем рудном районе Боке, рассеченном на две части крупным региональным разломом, бокситовые месторождения образуют зону, вытянутую в северо-западном направлении на 130 км при ширине 30—60 км, и занимают площадь свыше 3500 км² (Кирпаль, 1977). В районе Киндия на месторождении Мееengi в локальных углублениях, вероятно, в зонах трещиноватости коренных пород, рудная толща усложнена глубокими линейными языками (см. фиг. 2, в), и мощность ее в отдельных случаях превышает 30—50 м (Романько и др., 1974). Перед нами, по-видимому, стволые залежи рудопроводящих каналов. Рудоподводящие каналы, представленные рудными столбами, установлены А. В. Пейве и Н. А. Штрейсом (Пейве, 1947) на девонских бокситовых месторождениях Северного Урала (фиг. 5). На бокситопоявлениях карбонового возраста Средней Азии рудоподводящими каналами, по-видимому, служили зоны дробления по разломам, секущим известняки, в которых брекчированные известняки скреплены бокситовым цементом (Кочнов и др., 1975). На Таунсорском контактово-карстовом платформенном месторождении Тургайского прогиба с рудоподводящими каналами, вероятно, связаны описанные Б. М. Михайловым (1971) вертикальные залежи метасоматических бокситов линейных кор выветривания зон разломов (фиг. 6).

Ведущим типом тектонических структур, непосредственно контролирующим размещение бокситовых месторождений на Либерийском щите, были, по-видимому, не сами разломы, а трещинные структуры, оперяющие главные ветви разломов. Такие «зоны повышенной деформации» (Херасков, 1958), по-видимому, были благоприятны для локализации в них бокситового оруденения. Этим можно объяснить и большую ширину и большую протяженность бокситорудной зоны. Приуроченность бокситов к тектонически активной зоне обуславливает и нарушенность бокситовых залежей пострудными подвижками (Акаемов, 1975), и залегание бокситов на разных гипсометрических уровнях.

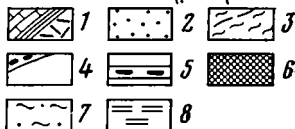
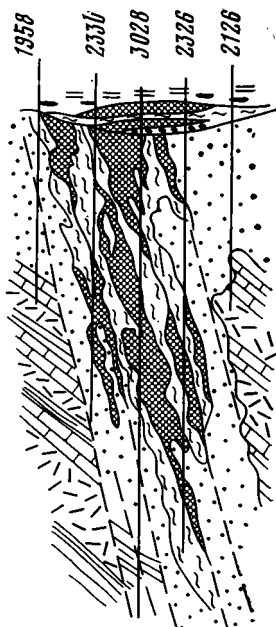
Бокситовые покровы на Либерийском щите первоначально, по-видимому, располагались на единой поверхности, которая в связи с подвижками по разломам была разорвана и приподнята на разную высоту (Горецкий, 1960; Одокий, 1971). Бокситы тяготеют к двум тектоническим ступеням, которые трактуются как разновозрастные поверхности выравнивания (Селиверстов, 1978). Бокситы сохранились на «эоценовой» (африканской) и «миоценовой» поверхностях в виде эрозионных останцев и благодаря высокой твердости, подобно базальтам, брониру-



Фиг. 4



Фиг. 5



Фиг. 6

Фиг. 4. Полость, заполненная обломками структурного боксита. Месторождение Фриа (Сапожников и др., 1976)

1 — структурный боксит по сланцам силура; 2 — обломки структурного боксита; 3 — цемент железо-глиноземистый

Фиг. 5. Рудные столбы, сложенные бокситом, на Кальинском месторождении Северного Урала. По Н. А. Штрейсу (Пейве, 1947)

1 — известняки; 2 — бокситы

Фиг. 6. Вертикальные залежи метасоматических бокситов в линейной коре выветривания зоны разлома Таунсорского месторождения Тургайского прогиба (Михайлов, 1971)

1 — вмещающие породы: аргиллиты, известняки, туфы; 2 — кора выветривания коренных пород; 3 — выветрелые тектониты; 4 — бокситы; 5 — делювиальная брекчия; 6 — углистые глины с отпечатками листьев верхнего мела; 7 — пестроцветные глины верхнего мела; 8 — глины палеогена

ют плоские останцы. Останцовое залегание исключает предположение о формировании бокситов и в настоящее время. Бокситовые залежи имеются и на прибрежной равнине — на месторождении Фармория (Мамедов, Гоберман, 1975), представляющем собой опущенный тектонический блок.

Таким образом, есть основания считать, что бокситовые покровы Гвинеи представляют собой не элювиальные и не элювиально-иллювиальные образования и продукты их переотложения, а сложенные высококачественными бокситами рудные травертины гидротермального генезиса, представленные породами обломочно-хемогенного, хемогенного и инфильтрационно-метасоматического происхождения. Слабая степень разбавления рудного вещества терригенным материалом, значительная мощность рудных залежей, обилие метаколлоидных выделений — все это говорит о значительных объемах выноса рудного вещества гидротермальными растворами, их высокой концентрации и о боль-

ших скоростях накопления рудных осадков. Значительное же распространение залежей по латерали указывает на гигантские масштабы привноса рудного вещества, что характерно для рудных месторождений гидротермально-осадочного генезиса (Смирнов, 1976). Существенный перенос и переувлажнение рудного вещества непременно вызвали бы увеличение в составе руд доли терригенного материала и их разубоживание.

Многие особенности рудообразования, обусловленного деятельностью минеральных источников, еще слабо изучены. Но возможность образования бокситовых залежей таким путем вполне вероятна, поскольку постоянными спутниками бокситов являются железные руды, гидротермально-осадочное происхождение которых в ряде случаев хорошо установлено (Формозова, 1960; Дзюцендзе, 1969, и др.). В настоящее время генезис многих рудных концентраций пытаются объяснить отложением их минеральных источников (Херасков, 1967; Дзюцендзе, 1969; Заседателев, 1972; Озол, 1976; Михайлов, 1978, и др.).

Э. Ог (1922, стр. 267) в свое время писал, что «...отложения, образованные горячими минеральными источниками, объясняют нам происхождение многих рудных залежей, которые были предметом продолжительных споров».

Итак, данные, полученные по красноземным (аллитным) почвенно-элювиальным профилям базальтовых пород, а также по «латеритным покровам» Гвинеи, сложенным высококачественными бокситами, как мы видим, не подтверждают элювиального и элювиально-иллювиального происхождения «верхнего бокситового горизонта». Анализ имеющихся материалов показал, что бокситы «латеритных покровов» Гвинеи генетически не связаны с корой выветривания, а представляют собой наложенные образования, вероятно, осадки минеральных источников гидротермального происхождения, налегающие с резким контактом как на глинистые продукты коры выветривания, так и на неизменные породы. Этим и объясняется, что на земном шаре существуют районы, удовлетворяющие всем (климатическим и геолого-геоморфологическим) условиям латеритного бокситообразования, но практически лишенные промышленных латерит-бокситовых месторождений (Михайлов, 1976).

Приведенные в статье данные не бесспорны, поэтому автор заранее признателен читателям за критические замечания. Последние будут учтены при дальнейших исследованиях. Надеемся, что приведенные данные послужат изучению бокситовых залежей в данном направлении.

ЛИТЕРАТУРА

- Акаемов С. Т. Литология и генезис бокситов Сангареди (Западная Африка).— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., «Наука», 1975.
- Акаемов С. И., 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.
- Ансберг Н. А. Кираса Гвинеи и проблема латеритного профиля.— В кн.: Вопросы региональной геологии, вып. 2. ЛГУ, 1977.
- Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис.— В кн.: Труды конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия. М., Изд-во АН СССР, 1937.
- Басс Ю. Б., Рябчук В. К., Славутский М. В., Шалыт Е. С. Бокситы платформенной части Украинской ССР.— В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., «Наука», 1971.
- Болкли Б., Бардоши Д. Исследования процессов латеритизации (по гвинейским латеритам).— В кн.: Кора выветривания, вып. 14. М., «Наука», 1974.
- Броневой В. А. Метасоматизм в зоне гипергенеза.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Недра», 1975.
- Броневой В. А., Михайлов Б. М. Вопросы генезиса месторождений бокситов платформенного типа в связи с прогнозной оценкой бокситоносности СССР.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 1972, т. 178.
- Броневой В. А., Иванов В. А., Ким Ю. И., Куликова Г. В., Михайлов Б. М., Покровский В. В., Сафонова О. Ф., Селиверстов Ю. П. Некоторые вопросы формирования и развития латеритных покровов на Либерийском щите.— Сов. геология, 1970, № 9.
- Бушинский Г. И. Успехи изучения генезиса бокситов за последние десять лет (1955—1965 гг.).— В сб.: Генезис бокситов. М., «Недра», 1966.

- Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971.
- Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1975.
- Газовский Н. Ф. Гидротермальные изменения пород в современных очагах разгрузки сероводородных термальных рассолов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5.
- Горецкий Ю. К. Закономерности в размещении бокситовых месторождений и условия их образования.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений.— Тр. ВИМС, 1960, вып. 5.
- Горецкий Ю. К., Терентьева К. Ф., Пасова Ф. Г. О бокситах некоторых месторождений Гвинеи.— Минеральное сырье, 1963, вып. 7.
- Грейзер М. И., Георгиевская Л. Я., Игнатова Л. А., Ипатов М. М., Ульмасвай Ф. С. Среднепалеозойские бокситовые месторождения северного полушария. М., «Недра», 1979.
- Джоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.
- Добровольский В. В. Геохимические парадоксы экваториальной Африки.— Природа, 1971, № 4.
- Добровольский В. В. Гипергенные образования Восточной Африки.— В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система, т. 2. М., «Наука», 1974.
- Добровольский В. В. Новообразования гидроокиси алюминия в высокогорных почвах Африки.— Почвоведение, 1977, № 2.
- Дю-Тойт А. Л. Геология Южной Африки. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Жаров Я. В. Опыт объемного моделирования бокситовых месторождений.— Сов. геология, 1976, № 3.
- Знаменский В. С., Самотин Н. Д. Взаимоотношение гиббсита с каолинитом и галлуазитом в осадочных бокситах Салаира и Казахстана.— В сб.: Неметаллические полезные ископаемые коры выветривания. М., «Наука», 1977.
- Заседателев А. М. О проблеме генезиса бериллиеносных скарнов.— Сов. геология, 1972, № 5.
- Кирпаль Г. Р. Промышленные типы месторождений бокситов и их геолого-экономическая оценка. М., «Недра», 1977.
- Коржинский Д. С. Очерки метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Кочнев Е. А., Титова А. П., Гентшке Л. Л., Частникова Л. С. Генезис и оценка перспектив палеозойской бокситоносности Западного Узбекистана.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., «Наука», 1975.
- Кривцов А. И. Мезозойские бокситы СССР. Л., «Недра», 1973.
- Лажуани Ж. П., Бонифа М. Долериты бассейна реки Конкуре и их латеритизация (Западная Африка).— В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. Пер. с англ. и франц. М., «Мир», 1964.
- Лисицына Н. А. О гиббситоносной коре выветривания Батумского побережья Кавказа.— В кн.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород.— Тр. ГИН АН СССР, 1973, вып. 237.
- Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Структурные типы мезокайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 95.
- Лисицына Н. А., Михайлов Б. М. Вынос химических элементов при формировании профиля выветривания на долеритах.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 5.
- Мамедов В. И. Некоторые закономерности распространения и особенности формирования бокситов Западной Гвинеи. Семинар по генезису бокситов (тезисы докладов). М., 1974.
- Мамедов В. И., Гоберман Р. Г. Геология и бокситоносность района Фаренария — Формория.— В сб.: Новые данные по геологии бокситов, вып. 2. М., ВИМС, 1975.
- Михайлов Б. М. Бокситы западных районов Либерийского щита.— В сб.: Генезис бокситов. М., «Наука», 1966.
- Михайлов Б. М. Гипергенез в аридных тропиках восточной Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 5.
- Михайлов Б. М. Генетические типы латерит-бокситов Тургайского прогиба.— В сб.: Геология и полезные ископаемые Тургайского прогиба. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 1971, т. 169.
- Михайлов Б. М. Замечания по поводу осадочной гипотезы генезиса бокситов Тургайского прогиба.— Там же, 1971.
- Михайлов Б. М. Вулканогенно-осадочный генезис Заглинского месторождения алунинов на Малом Кавказе.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 6.
- Михайлов Б. М. Время и условия образования латеритных покровов современной тропической зоны Земли.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.
- Михайлов Б. М., Куликова Г. В. Фациальный анализ кор выветривания. Л., «Недра», 1977.
- Одокий Б. Н. Кора выветривания северо-западной части Либерийского щита.— Тр. СНИИГГИМС, 1971, вып. 126.
- Одокий Б. Н. Генетический профиль бокситорудной формации (на примере КМА и Гвинеи). Семинар по генезису бокситов (тезисы докладов). М., «Недра», 1974.

- Озол А. А. Основные особенности геохимии бора и условия формирования его месторождения вулканогенно-осадочного типа.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 3.
- Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1947, вып. 4/8.
- Петров В. П. О минеральном составе и генезисе бокситов и других продуктах латеритного выветривания.— Геол. рудных месторожд., 1962, вып. 4.
- Петров В. П. Предисловие.— В сб.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., «Мир», 1964.
- Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., «Недра», 1967.
- Петров В. П. Геология и условия образования месторождений неметаллических полезных ископаемых.— В сб.: Геол. рудных месторожд.: петрография, минералогия. М., «Недра», 1976.
- Писемский Г. В. Геохимические особенности коры выветривания Гвинейской республики.— В сб.: Кора выветривания, вып. 10. 1968. М., «Наука».
- Польнов Б. Б. Красноземная кора выветривания и ее почвы.— В кн.: Избр. труды. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Разумова В. Н. Кора выветривания латеритного и каолинового типа основных пород.— Тр. ГИН АН СССР, 1967, вып. 174.
- Разумова В. Н. Гидротермально-аргиллизированные вулканиты среднего эоцена как материнские породы батумских красноземов и глинистых пород молассовых отложений Гурийского прогиба.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 3.
- Разумова В. Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс.— Тр. ГИН АН СССР, 1977, вып. 303.
- Романько Е. Ф., Никольский М. И., Петров П. С., Самохвалов М. Г., Кириченко А. В. Бокситовые месторождения района Киндия в Гвинейской республике.— Геол. рудн. месторожд., 1974, № 4.
- Сапожников Д. Г. Методика исследования и обзор зарубежных бокситовых месторождений.— В кн.: Закономерности размещения бокситовых месторождений СССР. М., «Наука», 1978.
- Сапожников Д. Г., Богатырев Б. А., Барков В. В. Бокситы и коры выветривания Гвинеи.— В сб.: Кора выветривания, вып. 15. М., «Наука», 1976.
- Сапожников Д. Г., Богатырев Б. А. Типы бокситовых месторождений Гвинейского щита.— В сб.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М., «Недра», 1977.
- Сапрыкина Н. В. О миграции алюминия в коре выветривания Кавказских субтропиков.— Минер. сырье, 1963, № 7.
- Селиверстов Ю. П. Покровные образования и рельеф областей новейшего латеритообразования на юго-западе Сахарской платформы.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 2.
- Смирнов В. Н. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1976.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза; т. I. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Теняков В. А., Акаемов С. Т. Латеритные коры выветривания Гвинеи.— Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 5.
- Тюрин Б. А., Теняков В. А. Формации месторождений бокситов.— В кн.: Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых, т. 2. М., «Недра», 1977.
- Формозова Л. Н. Формационные типы месторождений оолитовых железных руд.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Херасков Н. П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения различных полезных ископаемых в земной коре.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Херасков Н. П. Геология и генезис Восточнобашкирских марганцевых месторождений.— В кн.: Тектоника и формации. Избр. тр. М., «Наука», 1967.
- Хардер Е. Примеры бокситовых месторождений различного происхождения.— В сб.: Происхождение бокситов. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
- Черняховский А. Г. Распространение и возраст коры выветривания в Западном Закавказье.— Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 1.
- Черняховский А. Г. Гибсит в коре выветривания приморской Аджарии.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 1.
- Черняховский А. Г., Градусов Б. П., Макаров О. В. Генезис каолинит-сметкитов в коре выветривания.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4.
- Шибистов Б. В. О «типах» латеритной коры выветривания.— В сб.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М., «Наука», 1977.
- Шибистов Б. В. К генезису латеритных бокситов (на примере месторождений Центральной и Юго-Западной Гвинеи).— В сб.: Неметаллические полезные ископаемые коры выветривания. М., «Наука», 1977.
- Яковлева М. Н. Об аллитной коре выветривания во влажных субтропиках Закавказья.— В кн.: Исследование и использование глин. Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Якушев В. М. Полезные ископаемые остаточной формации зоны саванн Республики Мали.— В сб.: Рудоносные коры выветривания. М., «Наука», 1974.

ГЕОКРИСТАЛЛОХИМИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ДИОКТАЭДРИЧЕСКИХ СМЕКТИТОВ

В. А. ДРИЦ, А. Г. КОССОВСКАЯ

Предложена первая геокристаллохимическая классификация диоктаэдрических смектитов в породах, связанных с различными геологическими обстановками континентов и океанов. Установлены взаимосвязи между кристаллохимическими особенностями смектитов, характером исходного материала и условиями образования.

Рассмотрен механизм формирования смектитов различного состава и возможности их использования как индикаторов геологических обстановок.

ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ СМЕКТИТОВ

Авторами разработано новое направление — *геокристаллохимия слоистых силикатов*, в задачу которого входит выяснение взаимосвязей между кристаллохимическими и политипными особенностями минералов, свойственных определенным физико-химическим параметрам среды, характерной для определенных геологических обстановок. Предшествующие работы были посвящены геокристаллохимической истории и классификации группы триоктаэдрических и диоктаэдрических слюд, хлоритов, корренситов (Коссовская и др., 1963; Коссовская, Дриц, 1971, 1975; Коссовская, Соколова и др., 1975; Соколова и др., 1977).

Данное исследование посвящено группе смектитов. Эта весьма сложная группа минералов, встречающаяся в самых разнообразных геологических обстановках и отличающаяся очень широким диапазоном структурных вариаций, рассматривается в многочисленных работах (Ross, Hendriks, 1945; Mering, Oberlin, 1971; Mering, 1976; Мак-Юэн, 1965; Foster, 1953; Grim, Kulbicki, 1961; Weaver, Polland, 1973; Кирсанов, 1972; Франк-Каменецкий и др., 1973; Paque, 1970; Sherman et al., 1962). Однако как классификация, так и вопросы формирования и кристаллохимической эволюции смектитов разработаны недостаточно полно. Основным дефектом является существование разрыва между геолого-генетическим и кристаллохимическим подходом к изучению смектитов. Действительно, генетическая «матрица», подобная той, что была предложена нами для слюд, хлоритов и корренситов (Коссовская, Дриц, 1971, 1975), для семейства смектитов в целом пока вообще отсутствует. Наиболее полно разработаны вопросы типизации бентонитов (главным образом Al-монтмориллонитов), что определилось прежде всего практическими аспектами их использования. Однако даже в последних, наиболее полных генетических классификациях отсутствует кристаллохимическая характеристика выделенных типов (Кирсанов, 1972).

Геокристаллохимическое исследование группы смектитов в настоящее время представляет особый интерес. Смектиты являются минералами, легко образующимися в широком диапазоне физико-химических и термодинамических условий, которые почти всегда осуществляются при вулканогенном типе литогенеза (наиболее интересующем сейчас литологов), несмотря на разнообразие обстановок, в котором он может протекать. Они широко распространены в почвах, в разнообразных типах

осадочных и вулканогенно-осадочных пород, часто являются основным компонентом в различных образованиях, связанных с гидротермальной деятельностью.

Результаты исследования последних лет, полученные как при изучении современных осадков, так и материалов глубоководного бурения, показали, что смектиты являются порообразующими минералами, присутствующими буквально во всех типах пород осадочного чехла океанов (пелагические глины, карбонатные и кремнистые отложения, железомарганцевые конкреции и рудоносные осадки). Смектиты широко развиты среди продуктов изменения всех типов магматических пород — от кислых до ультраосновных. В недавнем прошлом генезис смектитов, присутствующих в этих породах, связывался в основном с почвами и корами выветривания или с очевидными проявлениями наложенной гидротермальной деятельности.

В последние годы было установлено очень широкое распространение смектитов в качестве продуктов вторичных преобразований основных магматических пород океанического дна. Очень важным обстоятельством является то, что смектиты были обнаружены в различных метаморфизованных океанических породах — базальтах, габброидах, начиная от цеолитовой и зеленосланцевой до амфиболитовой фации (Миасиро и др., 1973; Метьюз, 1973; Аументо и др., 1973). Как известно, в породах этих фаций складчатых поясов континентов смектиты отсутствуют.

Смектиты интересны также в том отношении, что в ряде процессов минералообразования (типа агградации) они являются исходной или начальной фазой, с которой часто начинается образование многих слоистых силикатов: слюд разного состава (иллиты, глаукониты, селадониты), хлоритов и различных смешанослойных минералов. При деградационном или ретроградном типе процессов минералообразования, напротив, в смектитах завершается история существования многих, главным образом фемических минералов — биотитов, амфиболов, пироксенов.

В свете сказанного очевидно, насколько актуальным является сейчас всестороннее геокристаллохимическое исследование смектитов. Благоприятными обстоятельствами для этого являются не только распространенность этой группы минералов, но и их потенциальная способность фиксировать в своих тонких кристаллохимических особенностях разнообразие физико-химических и термодинамических обстановок, в которых они рождаются. В кристаллохимии смектитов могут находить отражение весьма различные стороны их генетической истории: 1) особенности породы и (или) минерала-хозяина, 2) среда осадкообразования, 3) механизм образования (например, метасоматическое замещение или синтез из растворов), 4) приспособленность и стабильность существования в определенных диапазонах природных физико-химических обстановок и др.

Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что при изучении смектитов и их детальной типизации сейчас уже недостаточно применять данные только химического анализа и рентгеновской дифракции. Как показывает опыт последних лет, использование при изучении смектитов более широкого комплекса современных физических методов (электронография, просвечивающая и растровая электронная микроскопия, микродифракция электронов, мессбауэровская и ИК-спектроскопия и др.) позволяет на качественно новом уровне выявлять такие кристаллохимические и структурно-морфологические особенности смектитов, как степень трехмерной упорядоченности, ближний и дальний порядок в распределении изоморфных катионов, морфология кристаллов, которые как в отдельности, так и в своей совокупности могут нести важную генетическую информацию (Ципурский и др., 1978; Бутузова и др., 1979; Mering, Oberlin, 1971; Lagaly, Fernandez, Gonsalez, 1976).

Все эти особенности открывают большие дополнительные возможности для геокристаллохимической типизации смектитов и их использования в качестве индикаторов геологических обстановок. В настоящее время массовый материал подобных исследований пока отсутствует, систематическое накопление его — дело будущего. Тем не менее отдельные наблюдения с применением перечисленных методов используются в данной статье и наглядно иллюстрируют перспективность подобного подхода. Можно рассчитывать, что этот комплексный подход окажется очень плодотворным для изучения и детальной кристаллохимической типизации смектитов океанических осадков и позволит, в конечном итоге, окончательно решить вопрос о критериях, с помощью которых удастся оценить роль терригенного и «собственно океанического» источников материала, участвующего в формировании осадочного чехла океанов, что является одним из фундаментальных вопросов истории океанического осадконакопления.

Комплексное геокристаллохимическое исследование с применением прецизионных современных методов к объектам с ясными геолого-генетическими характеристиками особенно необходимо для наименее изученных Fe-Mg смектитов, принадлежащих к ди- и триоктаэдрическим типам, а также нонtronитов. В то же время именно эти смектиты представляют сейчас наибольший интерес. Они широко распространены в рудоносных осадках рифтовых зон (Красное море, оз. Малави, Восточно-Тихоокеанское поднятие), в океанических осадках, осложненных подводной гидрогермальной деятельностью, а также в продуктах вторичных наземных и подводных изменений основных магматических пород океанов и континентов (Bischoff, 1972; Müller, Forsther, 1973, 1976; Бутузова и др., 1976; Бутузова и др., 1979; Коссовская, Дриц и др., 1975; Коссовская, 1976; Isphording, 1975; Kohyama et al., 1973; Melson, Thompson, 1973; Melson, 1973; Banks, 1972; Aoki et al., 1974).

Как известно, до последнего времени глинистые минералы и другие аутигенные новообразования пород офиолитовых комплексов рассматривались как осложняющие или «загрязняющие» компоненты, мешающие петрологической идентификации первичного состава магматических пород. В то же время уже первые полученные результаты показали, что смектиты, сформировавшиеся при изменении базальтов на континентах и в океанах, отличаются определенным кристаллохимическим своеобразием (Коссовская, 1975, 1976). Уже стало очевидным, что смектиты в океанах являются важнейшими аккумуляторами калия и служат, наряду с другими аутигенными минералами (цеолитами, калиевыми полевыми шпатами, селадонитами), образованиями, обуславливающими на огромных площадях океанического дна начальное преобразование материала океанической коры в кору континентального типа (Коссовская, 1975, 1976; Коссовская, Шутов, 1975, 1978).

Наконец, детальное изучение железистых смектитов в современных рудоносных осадках рифтовых зон и их преобразование при эпигенезе и метаморфизме представляют исключительный интерес с точки зрения реконструкции происхождения докембрийских железорудных месторождений. Железистые хлориты — типичные минералы докембрийских джеспиллитов — являются практически метаморфизованными «наследниками» смектитов современных рудоносных осадков (Коссовская, Дриц, 1975).

ПРИНЦИПЫ ГЕОКРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ СМЕКТИТОВ

Накопленный к настоящему времени фактический материал позволяет подойти к обобщению данных по смектитам с позиций геокристаллохимии, т. е. к выявлению взаимосвязей между химическим составом, структурными особенностями и генезисом. Именно эти характеристики

позволяют наиболее полно описать разнообразие смектитов и по этой причине положены авторами в основу предполагаемой геокристаллохимической классификации, отличающейся, таким образом, от ранее предложенных классификационных схем, базирующихся либо только на кристаллохимических, либо на геологических данных.

При рассмотрении *химического состава* анализировались следующие данные: 1) природа катионов, заселяющих октаэдрические позиции структуры (так же, как и в случае слюд и хлоритов, одной из наиболее выразительных констант является степень железистости); 2) соотношение трех- и двухвалентных октаэдрических катионов, определяющих величину заряда октаэдрических сеток 2:1 слоев; роль этой константы особенно велика для группы диоктаэдрических смектитов; 3) сумма октаэдрических катионов, определяющих границы между ди-, ди-три- и триоктаэдрическими смектитами; 4) состав двухвалентных катионов; 5) особенности состава тетраэдрических сеток, определяющиеся степенью замещения кремния на алюминий или железо; 6) суммарный заряд 2:1 слоев и его распределение по октаэдрическим и тетраэдрическим позициям.

При анализе *структурных особенностей* внимание фиксировалось на неоднородности межслоевых промежутков по отношению к разбуханию с неорганическими жидкостями, а также в ряде случаев на данных электронографического метода косых текстур, позволяющего устанавливать степень трехмерной упорядоченности и общую окристаллизованность минерала. Кроме того, для эталонных образцов морфологические особенности кристаллов изучались методами электронной микроскопии.

При характеристике *генетических групп* смектитов учитывались конкретные геологические обстановки и типы пород или минералов, с которыми парагенетически связаны смектиты, физико-химические и термодинамические условия и механизм образования.

В работе использовались литературные материалы, достаточно четко характеризующие минералы с кристаллохимической и генетической точкой зрения, и личные многолетние сборы авторов по всем выделенным геокристаллохимическим группам смектитов, служившие опорными образцами или эталонами при разработке классификационной схемы.

Использовано 230 анализов, для которых были получены достаточно надежные рентгенометрические и химические характеристики с указанием геологической привязки.

Все химические анализы были пересчитаны на кристаллохимические формулы; расчет производился по обычной схеме, основанной на предположении, что анионный каркас половины ячейки 2:1 слоев имеет суммарную отрицательную валентность 22. Достоверность полученных таким образом формул не всегда полностью обоснована, главным образом из-за возможных аморфных, трудно выявляемых примесей типа опала или гидроокисей железа и др. Как правило, допускалось, что в состав обменных катионов входят преимущественно Ca, Na и K. Исключения были сделаны, когда было очевидным, что сумма обменных катионов аномально мала, или когда сумма октаэдрических катионов значительно превышает 2 (до 0,1); в этих случаях состав обменных катионов дополнялся Mg.

Рассмотрим подробнее кристаллохимическую схему классификации диоктаэдрических смектитов. В общем случае их структурную формулу можно записать в виде: $(\text{Si}_{4-x}\text{T}_x)(\text{Al}_{2-y-z}\text{Fe}_y^{3+}\text{R}_z^{2+})\text{O}_{10}(\text{OH})_2\text{M}_{x+y}$, где M — межслоевые катионы Na, K, $\frac{1}{2}\text{Mg}$; T — тетраэдрические катионы Al и Fe^{3+} ; R — октаэдрические катионы Mg и Fe. Из формулы следует, что параметр x определяет величину заряда, локализованного в тетраэдрах, параметр y — величину октаэдрического заряда, а $x+y$ — величину суммарного слоевого заряда.

Известно, что одним из наиболее важных параметров, по которому подразделяются различные разновидности смектитов, является степень их железистости, определяемая величина z , т. е. содержанием Fe^{3+} в октаэдрических позициях структуры. В зависимости от z все диоктаэдрические смектиты делятся на две большие группы: монтмориллониты и бейделлиты ($z \leq 1,2$), с одной стороны, и нонтрониты ($z > 1,2$) — с другой (таблица). В первой группе монтмориллонитами являются минералы, в которых заряд 2:1 слоев в основном сосредоточен в октаэдрических сетках и обусловлен концентрацией в них двухвалентных катионов. К бейделлитам относятся минералы, у которых заряд 2:1 слоев локализован в тетраэдрах и обусловлен замещением Si на Al. До последнего времени предполагалось, что диоктаэдрические смектиты характеризуются относительно низким общеслоевым зарядом $x+y$, в среднем равным 0,33 валентных единиц (в. е.). Однако из имеющихся литературных данных (Grim, Kulbick, 1961; Paque, 1970; Weaver, Polland, 1973) можно убедиться, что существующие представления в этом отношении не совсем точны, так как в природе обнаружено немало диоктаэдрических смектитов, общий слоевой заряд которых на половину ячейки превышает 0,5 в. е. В связи с этим все смектитовые минералы подразделяются на две группы: низко- и высокозарядные. При этом в названиях оговариваются только высокозарядные разновидности, например высокозарядный монтмориллонит и т. д. В группе высокозарядных смектитов можно выделить также минералы, слоевой заряд которых почти поровну распределен между октаэдрическими и тетраэдрическими позициями 2:1 слоев.

Анализ имеющегося литературного материала позволил выявить следующую закономерность. Среди смектитов первой группы ($z \leq 1,2$) имеется непрерывный спектр составов, отличающихся степенью железистости. Другими словами, в природе одинаково широко распространены минералы с любым данным значением z в пределах от 0 до 1,0. Совершенно иная картина наблюдается для нонтронитовой группы минералов с $z > 1,2$. В подавляющем большинстве случаев весь Al входит в тетраэдрические позиции, а в октаэдрах, как правило, содержание этих катионов не превышает 0,2—0,3.

На основании изложенного представляется целесообразным группу монтмориллонитов и бейделлитов разбить в зависимости от величины z на три подгруппы: алюминиевую, или маложелезистую ($z < 0,25$); алюминий-железистую, или среднежелезистую ($0,25 < z < 0,5$), и железисто-алюминиевую, или высокожелезистую ($0,5 < z < 1,2$) (см. табл.).

Представителей первой подгруппы предлагается называть собственно монтмориллонитами и бейделлитами, представителей второй — Al— Fe^{3+} -монтмориллонитами, представителей третьей — Fe^{3+} -монтмориллонитами и Fe^{3+} -бейделлитами. Нонтронитовые минералы, как уже упоминалось, обычно бедны октаэдрическими катионами Al. Поэтому среди этих минералов целесообразно выделить подгруппы в зависимости от величины общего слоевого заряда, от природы трехвалентных тетраэдрических катионов и от позиции, в которых локализован отрицательный заряд 2:1 слоев. Если заряд локализован в октаэдрах, то соответствующие разновидности предлагается называть тетракремнийнонтронит ($x+y \leq 0,5$) или высокозарядный тетракремнийнонтронит ($x+y \geq 0,5$). Эта подгруппа является аналогом монтмориллонитов с их соответствующим подразделением на собственно монтмориллониты и высокозарядные монтмориллониты. Если заряд сконцентрирован в тетраэдрах и обусловлен замещением Si на Al, то выделяются железистые аналоги бейделлитов — собственно нонтрониты, если $x+y \leq 0,5$, и высокозарядные нонтрониты, если $x+y \geq 0,5$. Соответственно если тетраэдрический заряд связан с присутствием катионов Fe^{3+} , то такие разновидности можно называть тетраферриннонтронитом ($x+y \leq 0,5$).

Кристаллохимическая классификация диоктаэдрических смектитов

Кристаллохимическая группа	Al-смектиты ($z \leq 0,25$)	Al-Fe ³⁺ -смектиты ($0,25 < z \leq 0,5$)	Fe ³⁺ -Al-смектиты ($0,5 < z < 1,1$)	Fe-смектиты ($z > 1,2$)
Тетракремниевые монтмориллониты ($0 \leq x \leq 0,2$; $x + y \leq 0,5$; $y \geq x$)	Al-монтмориллонит $\text{Si}_4\text{Al}_{1,67}\text{R}_{0,33}^{2+}$	Al-Fe-монтмориллонит $\text{Si}_4[\text{Al}_{1,33}\text{Fe}_{0,33}^{3+}\text{R}_{0,33}^{2+}]$	Fl-Fe-монтмориллонит $\text{Si}_4[\text{Al}_{0,9}\text{Fe}_{0,75}^{3+}\text{R}_{0,35}^{2+}]$	Тетракремниевый нонтронит $\text{Si}_4[\text{Fe}_{1,67}^{3+}\text{R}_{0,33}^{2+}]$
Высокозарядные монтмориллониты ($0 \leq x \leq 0,2$; $x + y > 0,5$; $x < y$)	Монтмориллонит в. з.* $\text{Si}_4\text{Al}_{1,33}\text{R}_{0,67}^{2+}$	Al-Fe-монтмориллонит в. з.* $\text{Si}_4[\text{Al}_{1,0}\text{Fe}_{0,33}^{3+}\text{R}_{0,67}^{2+}]$	Fe-монтмориллонит в. з.* $\text{Si}[\text{Al}_{0,7}\text{Fe}_{0,7}^{3+}\text{R}_{0,6}^{2+}]$	Тетракремниевый в. з.* нонтронит $\text{Si}_4[\text{Fe}_{3,33}^{3+}\text{R}_{0,67}^{2+}]$
Низкозарядные бейделлиты ($0,2 \leq x \leq 0,5$; $x + y \leq 0,5$; $x > y$)	Бейделлит $[\text{Si}_{3,67}\text{Al}_{0,33}]\text{Al}_2$	Al-Fe-бейделлит $[\text{Si}_{3,67}\text{Al}_{0,33}]\text{Al}_{1,67}\text{Fe}_{0,33}^{3+}$	Fe-бейделлит $[\text{Si}_{3,67}\text{Al}_{0,33}]\text{Al}_{1,25}\text{Fe}_{0,75}^{3+}$	Нонтронит $[\text{Si}_{3,67}\text{Al}_{0,33}]\text{Fe}_2^{3+}$
Высокозарядные бейделлиты ($x > 0,33$; $0,33 > y > 0,2$; $x + y > 0,5$; $x > y$)	Бейделлит в. з.* $[\text{Si}_{3,33}\text{Al}_{0,67}]\text{Al}_2$	Al-Fe-бейделлит $[\text{Si}_{3,33}\text{Al}_{0,67}]\text{Al}_{1,67}\text{Fe}_{0,33}^{3+}$	Fe-бейделлит $[\text{Si}_{3,33}\text{Al}_{0,67}]\text{Al}_{1,25}\text{Fe}_{0,75}^{3+}$	Нонтронит в. з.* $[\text{Si}_{3,33}\text{Al}_0\text{Fe}_{0,67}]\text{Fe}_2^{3+}$
				Тетраферинонтронит $[\text{Si}_{3,67}\text{Fe}_{0,33}^{2+}]\text{Fe}_2^{3+}$

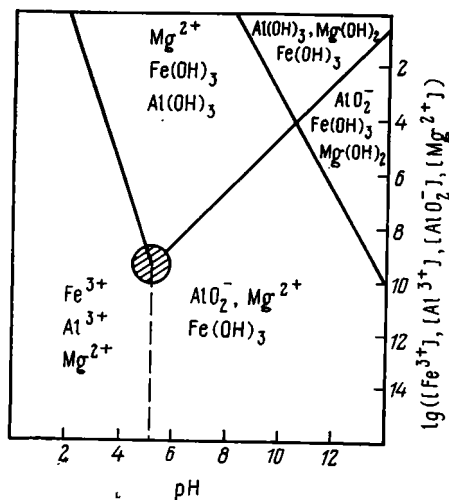
* В. з. — высокозарядный.

Идеализированные усредненные формулы и соответствующие наименования для всех выделенных разновидностей диоктаэдрических смектитов приведены в Классификации. Те из них, которые пока не обнаружены в природных условиях, помечены звездочкой.

Следует подчеркнуть, что в предложенной схеме мы старались не применять новых названий, а для выделенных групп использовались «описательные» гермины, отражающие ведущую кристаллохимическую специфику смектитов, входящих в ту или иную группу.

ГЕОКРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ГРУППЫ СМЕКТИТОВ

Прежде чем перейти к генетической характеристике и рассмотрению геологических обстановок, в которых встречаются выделенные группы смектитов, необходимо отметить следующее. Сам факт отсутствия в литературе схемы генетической типизации смектитов с учетом их кристаллохимических особенностей не является случайным. Даже для таких широко распространенных, детально и многократно изученных смектитов, как Al-монтмориллониты, составляющих основу бентонитовых глин, до сих пор точно не установлены геологические и физико-химические условия появления низко- и высокозарядных (Mg) монтмориллонитов, так же как не выяснены причины исключительно редкой встречаемости Al-бейделлитов. В еще большей степени это относится ко всем другим группам смектитов. Такое положение связано с рядом причин. Прежде всего следует учитывать, что многие физико-химические и термодинамические параметры приводят к одному и тому же кристаллохимическому результату. Например, возможность вхождения алюминия в тетраэдры может быть связана с величи-



Фиг. 1. Диаграмма стабильности аморфных гидроокислов железа, алюминия и магния (по Вильманду и др., 1971)

ной pH среды, анионным составом растворов, состоянием и концентрацией участвующих в реакциях компонентов и, естественно, со значениями P и T . Это наглядно иллюстрируется серией экспериментальных работ по синтезу 2:1 диоктаэдрических минералов (Томашенко и др., 1975; Франк-Каменецкий и др., 1973).

Вторая, не менее важная причина связана с тем, что при некоторых физико-химических параметрах (pH, Eh, концентрации компонентов) их изменения в очень узких пределах могут приводить к появлению существенно разных минеральных фаз. Иллюстрацией этому могут служить диаграммы устойчивости аморфных гидроокислов железа, алюминия и магния в зависимости от pH, показанные на фиг. 1. Прямые линии изображают границы, разделяющие твердые фазы гидроокислов от находящихся в растворе катионов Fe, Mg и Al^{3+} (в кислой среде) или AlO_2^- (в щелочной среде). Из фиг. 1 хорошо видно, что в сравнительно узкой области низких концентраций алюминия при $pH \approx 5$ возможно появление алюминия фактически в трех состояниях: в твердой фазе гидроокиси $Al(OH)_3$ и в катионной форме Al^{3+} или AlO_2^- . Понятно, что в природных условиях небольшие вариации физико-химических параметров среды вблизи $pH \approx 5$ могут заметно влиять на кристаллохимические особенности образующихся смектитов.

Естественно, что на современном уровне наших знаний о конкретных физико-химических обстановках, в которых происходит формирование каждой кристаллохимической группы смектитов, не всегда возможно дать достаточно исчерпывающую картину генезиса этих минералов. Задача облегчалась тем, что для большинства групп смектитов в распоряжении авторов имелись собственные эталонные образцы, геологическое положение и условия образования которых были достаточно ясны. Эти данные были накоплены в течение более чем 25-летней работы при литолого-петрографическом и минералогическом изучении весьма разнообразных геологических объектов. К ним относятся: а) осадочные формации различных климатических и геотектонических обстановок: гумидные — угленосные, аридные — красноцветные, кремнисто-карбонатные, эвапоритовые и др.; б) вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы, в том числе и те, к которым приурочены месторождения бентонитов и цеолитов; в) области современной вулканической и гидротермальной деятельности (Камчатка, Курильские о-ва); г) коры выветривания или, возможно, «камуфлированные» проявления гидротермальной деятельности; д) современные осадки и породы осадочного чехла океанов по материалам глубоководного бурения DSDP в пределах различных геотектонических структур океанического дна; е) продукты вторичного наземного изменения платобазальтов (Тунгусская синеклиза, Исландия); ж) продукты подводного преобразования базальтоидов океанического дна; з) рудоносные отложения Керченского железорудного месторождения и рифтовой зоны Красного моря.

Несмотря на различный объем, уровень и степень детальности изучения перечисленных объектов, собственный материал сыграл очень важную роль для понимания взаимосвязей между кристаллохимическими особенностями и генезисом различных групп смектитов.

Очень продуктивными для интерпретации характера природных процессов оказались литературные данные по детальному изучению синтеза и эволюции смектитов в почвах тропического климата, а также экспериментальные работы, моделирующие процессы тропического почвообразования (Раке, 1970; Дюшофур, 1970; Педро, 1971). Быстрое течение процесса в условиях смены дождливых и засушливых сезонов, отличия плювиального режима в горах и на равнинах, возможность на ограниченных участках территории, в этих как бы «природно-лабораторных» условиях, изучить динамику преобразования материала различных типов осадочных, кислых и основных магматических пород — все это дает ценный материал для суждения о роли породы-хозяина, составе и условиях миграции водных растворов и др.

Помимо этого, для интерпретации генезиса смектитов мы учитывали экспериментальные данные по физико-химической стабильности окисных и силикатных соединений Al, Fe, Mg (Педро, 1970; Франк-Каменецкий, и др., 1973_{1,2}; Гаррелс, Крайст, 1968; Wildmann et al., 1971; Harder, 1976). В сочетании с анализом кристаллохимических особенностей для некоторых смектитов они помогали решить как бы обратную задачу — условную реконструкцию их генезиса. Это было особенно полезно в тех случаях, когда оказывалось необходимым использовать литературные материалы, в которых фигурировали надежные и оригинальные аналитические данные, но отсутствовала геологическая характеристика объекта, позволяющая судить об условиях формирования минерала (к таким относятся, в частности, почти все образцы различных музейных коллекций).

В Классификации и на фиг. 2 дается геокристаллохимическая классификация смектитов. Хотя в разработке классификации использовано 230 анализов, в таблицах из-за ограниченности объема статьи приводятся только типовые кристаллохимические формулы наиболее типичных

Смектиты		Почвы и коры выветривания (современные и древние)	Гидротермально-измененные породы		Стратифицированные вулканогенно-осадочные и осадочные формации		Осадочный чехол океанов и современных рифтовых областей			
			Современные геотермальные поля	Древние образования	Вулканогенно-осадочные	Осадочные	Абиссальные равнины	Рифтовые зоны и разломы	Области сопряжений континентальной и океанической коры	Магматический субстрат
I	Al M* I ^a	1,2 3	4 5	6	7	8,9			10	
	B.З. M I ^b		?	?	11	12	?			
	Al B I ^b	?	?	13	?	?				
II	Al-Fe M II ^a	14	15		16	17			18 19	
	Al-Fe B II ^b	20 21	22	?	?	?				
III	Fe-Al M III ^a	?				23	?	24		?
	Fe-Al B III ^b	25	?	?			26 27 28 29	30		?
IV	ТЕТРАКРЕМНИЕВЫЕ H IV ^a	31		32				33 34		?
	H IV ^b	35 36		37 38 39				40 41		42
	ТЕТРАПЕРИТОВЫЕ H IV ^b	?		43 44 45 46						

M* - монтмориллониты, B - бейделлиты, H - нонтропиты. См. обозначения в классификации

Фиг. 2. Типы и распространенность породообразующих диоктаэдрических смектитов в различных геологических обстановках континентов и океанов

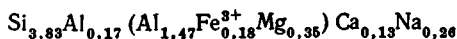
эталонных образцов с достаточно надежно установленным генезисом. Фигура 3 иллюстрирует распространенность разных групп смектитов в различных геологических обстановках.

**Типовые кристаллохимические формулы (катионный состав)
эталонных образцов смектитов различных геологических обстановок,
положенные в основу их геокристаллохимической классификации**

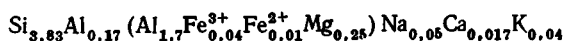
I. Al-смектиты, $z \leq 0,25$

I^a Al-монтмориллониты

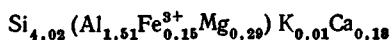
1. Ископаемая почва на осадочных породах, Казахстан (Цеховский, 1973)



2. Кора выветривания гнейсов, Ольхон, псевдоморфоза по плагиоклазу (Чекин, 1973)



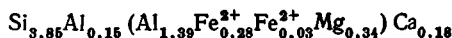
3. Синтетический в прожилках (Ольхон; Чекин, 1975)



4. Глина геотермального поля Паужетки (настоящая работа)



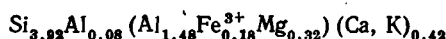
5. Глинистые включения дацитандезитового туфа геотермального месторождения о. Кунашир (настоящая работа)



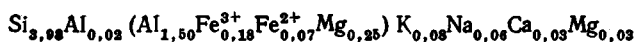
6. Бентониты в кислых вулканических породах (Вайоминг; Grim, Kulbicki, 1961)



7. Бентониты; прослой пепла в угленосной формации Аляски



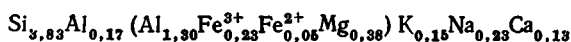
8. Глина угленосной толщи, Якутия (Коссовская и др., 1963 г.)



9. Осадочная глина в терригенных отложениях продуктивной толщи Азербайджана (Коссовская, 1952)

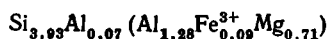


10. Глина в Норвежском море. Рейс 38, скв. 345 (настоящая работа)

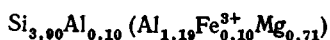


I^b Высокочargedные Al, Mg-монтмориллониты

11. Бентониты в вулканогенных толщах аридных обстановок (?), Аризона. Тип Чето (Grim, Kulbicki, 1961)

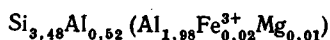


12. Прослой пепла в загипсованных терригенных породах. Продуктивная толща Азербайджана (Коссовская, 1952)



I^b Al-бейделлиты

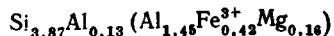
13. Прожилки и синтетические образования. Рудник Блэк Джек, Айдахо (Weir, Green-Kelly, 1962)



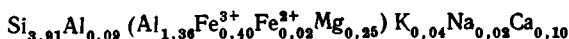
II. Al-Fe-смектиты, $0,25 < z < 0,5$

II^a Al-Fe-монтмориллониты

14. Тропические почвы на осадочных и кислых магматических породах, Африка (Раке, 1970). Буряя эутрофная почва.



15. Глинистые включения в дацит-андезитовом туфе, о. Кунашир (настоящая работа)



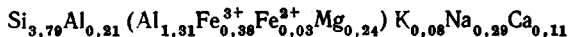
16. Бентониты



17. Глина в терригенных отложениях продуктивной толщи Азербайджана (Коссовская, 1952)



18. Олигоценная глина в Норвежском море. Рейс 38, скв. 345 (настоящая работа)

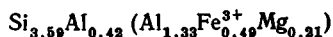


19. Миоценовая глина Панамской котловины. Рейс 38, скв. 155 (настоящая работа)

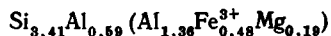


II^b. Al, Fe-бейделлиты

20. Тропические почвы. Вертисоль на граните (Раке, 1970)



21. Солодизированные солонцы на мергеле (Раке, 1970)



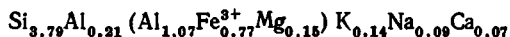
22. Глина геотермального поля хр. Камбального, Камчатка (настоящая работа)



III. Fe, Al-смектиты, $0,5 < z < 1,2$

III^a. Fe, Al-монтмориллониты

23. Глина в месторождении железных руд Керчи (Юрк и др., 1960)

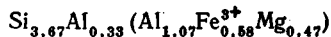


24. Современные осадки на ВТП (Aoki et al., 1974)

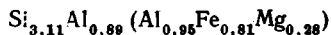


III^b. Fe, Al-бейделлиты

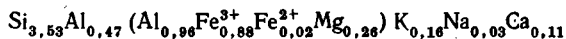
25. Тропические почвы на основных породах (Раке, 1970). Вертисоль на амфиболите.



- 25а. Вертисоль на базальте (Раке, 1970)



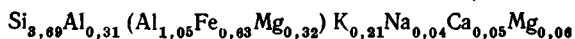
26. Современная красная глина Тихого океана (Муравьев, 1972)



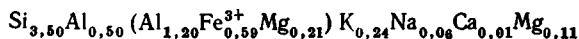
27. Меловая глина Атлантического океана. Рейс 2, скв. 9 (Коссовская и др., 1975)



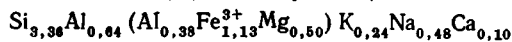
28. Меловая глина Индийского океана. Рейс 27, скв. 259 (настоящая работа)



29. Меловая глина Тихого океана. Рейс 20, скв. 196 (настоящая работа)



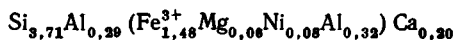
30. Современные осадки ВТП (Бутузова и др., 1976)



IV. Fe-сметиты, $1,2 < z < 3,0$

IV^a. Тетракремниевые нонтрониты

31. Никеленосная кора выветривания ультрабазитов Урала (Манаева, 1974)



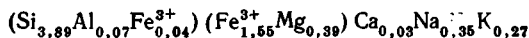
32. Прожилки и синтетические образования. Магматический комплекс, Венесуэла (Isphording, 1975)



33. Рудоносные осадки Красного моря (Бутузова и др., 1979)

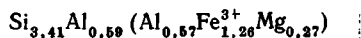


34. Гидротермальные осадки Галапагосс (Hekinian et al., 1978)

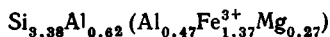


IV^b. Нонтрониты

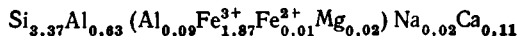
35. Тропические почвы Африки (Paque, 1970). Вертисоль на долерите



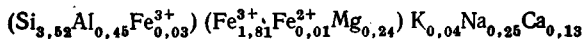
36. Почва на базальте (Ross, Hendricks, 1945)



37. Прожилки в гранито-гнейсах Ольхона (Чекин, 1975)



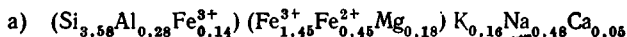
38. Синтетические выделения на выветренных Fe-сапонитах Японии (Kohyama et al., 1973)



39. Замещение стивенсита в выветренных скарнах Урала (Коржинский, 1970)



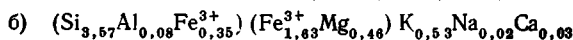
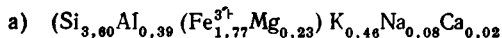
40. Рудоносные осадки Красного моря (Bischoff, 1972)



41. Рудоносные осадки оз. Малави (Müller, Forster, 1972)

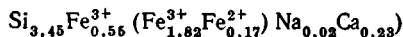


42. Подводное изменение базальтов. Рейс 37 DSDP

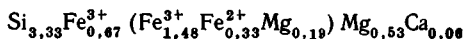


IV^a. Тетраферринонтрониты

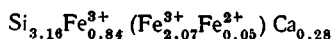
43. Замещение амфибола в гнейсах Ольхона (Чекин, 1975)



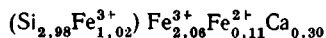
44. Синтетические образования в рудоносном теле Саксаганского месторождения (Никольский, 1953)



45. Синтетические образования на Fe-Cu-сульфидах



46. Синтетические образования Дашкесанского месторождения (Груздев, Ротнин, 1958)



Данная группа в зависимости от величины и расположения заряда подразделяется на три подгруппы (см. Классификацию, обр. 1—13).

Алюминиевые монтмориллониты чрезвычайно широко распространены среди разнообразных типов геологических образований. В поликомпонентном глинистом веществе (глины, цемент песчаников) монтмориллониты часто являются породообразующими минералами многих осадочных пород мезокайнозойского возраста, относящихся как к гумидному, так и к аридному климату. Встречаются они нередко и в палеозойских отложениях, не вышедших за пределы изменений стадии начального эпигенеза. Монтмориллониты — обычные компоненты пород вулканогенных комплексов, областей гидротермального изменения, кор выветривания, почв, океанических осадков. К данной группе принадлежит подавляющее большинство месторождений бентонитов.

Мономинеральные пласты монтмориллонитовых глин приурочены обычно к прослоям измененных пеплов риолитового или трахит-риолитового состава, но встречаются иногда и среди собственно осадочных отложений.

Низкозарядные монтмориллониты, отличающиеся практически почти полным отсутствием АI в тетраэдрических позициях, среди рассматриваемой группы распространены наиболее широко и способны формироваться в широком диапазоне геологических обстановок.

Классическими представителями подгруппы низкозарядных монтмориллонитов являются бентониты «типа Вайоминг», выделенные впервые Р. Гримом и Г. Кульбичкием (Grim, Kulbickii, 1961), а позднее Ч. Уивером и Л. Полландом (Weaver, Pollanq, 1973). Эти авторы показали их отличия от другого типа бентонитов, характеризующихся повышенными содержаниями Mg в октаэдрах, названными ими Чето-типом (нами эта подгруппа выделяется под названием высокозарядных монтмориллонитов).

Разнообразие геологических обстановок, в которых были встречены мономинеральные прослои монтмориллонитов, иллюстрируется данными фиг. 2. Бентониты, которым посвящена обширнейшая литература, недавно рассмотрены и обобщены К. Вогтом и Г. Костером (Vogt, Koster, 1978) и поэтому в данной статье не рассматриваются. Отметим только, что К. Вогтом и Г. Костером было детально исследовано 19 образцов типичных бентонитов из наиболее известных месторождений США, Японии, ФРГ и показано, что все они характеризуются исключительной близостью химического состава. Это было доказано путем исключения из валового химического анализа всех примесей, включая как кристаллические фазы (кварц, полевые шпаты и др.), так и аморфные компоненты SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Таким образом, оказалось, что отмечавшиеся ранее некоторые вариации химического состава промышленных бентонитов связаны не с кристаллохимическими отличиями смектитов, а с неоднородностью фазового состава образцов.

Рассмотрим несколько примеров распространения и генезиса низкозарядных монтмориллонитов, не связанных с месторождениями бентонитов.

Примером чисто осадочного генезиса монтмориллонитов могут служить мономинеральные глины, встреченные в составе пород верхнеюрской угленосной формации Якутского бассейна (см., Классификацию, обр. 8). Было установлено, что первичным материалом формирования глинистого вещества являлись триоктаэдрические слюды. Удалось проследить динамику кристаллохимического преобразования гидрослюд, подчиненную фациальным обстановкам, зависящую от «агрессивности» среды осадконакопления и воплотившуюся в ряду триоктаэдрическая гидрослюда → хлорит-вермикулиты → монтмориллонит → каолинит. Среди

многообразия поликомпонентных глин с перечисленными составляющими мономинеральные монтмориллонитовые глины оказались приуроченными к озерным осадкам с низкими скоростями седиментации, а каолинитовые — к отложениям болот и зарастающих водоемов, нередко покрывающих озерные отложения (Коссовская, 1962; Коссовская, Дриц, 1963).

Любопытно, что в совершенно другом генетическом типе, а именно в глинах современного гидротермального поля Камчатки (Восточная Паужетка), наблюдается такое же близкое соотношение в разрезе монтмориллонитовых (см. Классификацию, обр. 4) и перекрывающих их каолинитовых глин. В данном случае вся глинистая пачка образовалась при метасоматической глинизации аггломератового дацит-андезитового туфа. Вертикальная зональность в составе глин определяется изменением рН гидротермальных растворов, меняющихся от слабощелочных в глубинных зонах до резко кислых на поверхности (Набоко, 1966).

Таким образом, парагенетическая сопряженность низкозарядных Al-монтмориллонитов и каолинитов, возникающая в столь различных геологических обстановках, отражает, с одной стороны, когерентность этого процесса глинообразования и с другой, — определяющую в нем роль рН. Как показывают экспериментальные данные и диаграммы физико-химических равновесий (см. фиг. 1), в растворах с $\text{pH} \leq 5$ алюминий присутствует в форме Al^{3+} и способен фиксироваться только в октаэдрической координации. Таким образом, низкозарядные монтмориллониты являются как бы крайним «кислым» членом ряда Al-сметитов; при дальнейшем понижении рН растворов идет образование каолинитов.

Рассмотрим зависимость состава монтмориллонитов от характера материнских образований. Выразительным примером локального наследования первичного состава минерала-хозяина является Са-монтмориллонит, замещающий основной плагиоклаз в коре выветривания ортоамфиболитов и описанный недавно Чекиным (1975) (см. Классификацию, обр. 2). Не меньший интерес представляют прослои монтмориллонитовых глин, замещающих вулканическое стекло трахит-андезитового состава в базальных слоях олигоценовых пород осадочного чехла Северной Атлантики (см. Классификацию, обр. 10). Для океанических пород Al-монтмориллониты совершенно не характерны; там, как известно, широко распространены различные типы железистых смектитов. Уникальные проявления кислого вулканизма, обнаруженные в скв. 345 Норвежского моря, явились следствием деструкции и ассимиляции пород континентальной коры в этом участке Атлантического океана (материал DSDP, рейс 38). Появление бентонитоподобных глин оказалось в данном случае определенным индикатором, отразившим специфику геологического строения и истории развития этого района Атлантики (Коссовская, 1976).

В заключение следует подчеркнуть, что несмотря на все разнообразие геологических обстановок, происхождение низкозарядных Al-монтмориллонитов обычно связано с преобразованием изначально маложелезистого реакционноспособного алюмосиликатного материала, которым чаще всего служит кислая вулканокластита. Важнейшая роль принадлежит, естественно, и характеру насыщающих породу растворов, катионно-анионный состав которых обеспечивает слабощелочной или близкий к нейтральному режим, благоприятный для синтеза низкозарядных монтмориллонитов; при относительно высокой концентрации SiO_2 в растворе ($\sim 50\text{--}100$ ppm) понижение $\text{pH} < 5\text{--}5,5$ будет приводить уже к разрушению 2:1 структуры и образованию каолинита.

Высокозарядные Mg-монтмориллониты. Эта группа смектитов распространена значительно меньше, чем описанная выше. Как уже упоминалось, среди месторождений бентонитов США они известны под

названием Чето-тип. Данные о происхождении высокозарядных Mg-монтмориллонитов очень фрагментарны и неполны. Пять образцов, химический состав которых приводится вышеназванными авторами, судя по описанию, представляют мономинеральные прослои измененных пеплов риолитового состава в отложениях третичных вулканогенноосадочных комплексов юго-западных и южных районов США и Мексики (см. Классификацию, обр. 11). Более детальные сведения, которые позволили бы судить о геологических условиях формирования высокозарядных монтмориллонитов, в литературе отсутствуют. В СССР они практически не описаны.

Однако можно высказать некоторые соображения о генезисе этих специфических монтмориллонитов, основываясь на одном из образцов, бывших в распоряжении авторов, а также на некоторых литературных и экспериментальных данных. «Опорным» был образец монтмориллонита, образованный по пепловому прослою в глинах продуктивной толщ. р. Гердыман-Чай в Азербайджане (см. Классификацию, обр. 12). Формирование этих отложений происходило в эвапоритовой фации мелководного плиоценового бассейна, где шла интенсивная садка гипса, целестина и барита (Коссовская, 1952). Са-Mg-сульфатные или хлоридно-сульфатные воды с относительно низкими значениями pH и высокой концентрацией катионов щелочных земель являлись благоприятной средой, в которой при переработке кислой пирокластики могло идти формирование высокозарядного монтмориллонита. Высокая активность Mg обеспечивала его участие в формировании октаэдрических сеток. Кислая среда препятствовала вхождению Al в тетраэдрические сетки, но, так же как и в отношении Mg, была благоприятной для его вхождения в октаэдры. Подобное поведение Al при синтезе силикатов хорошо проиллюстрировано рядом уже упоминавшихся экспериментальных работ (Томашенко и др., 1975; Франк-Каменецкий и др., 1973, 1975).

Таким образом, можно предположить, что высокозарядные монтмориллониты, по крайней мере в некоторых случаях, являются индикаторами бассейнов Са-Mg-сульфатно-хлоридного типа. Географическое положение месторождений бентонитов Чето-типа в США не находится в противоречии с высказанным предположением.

Подтверждением возможности образования высокозарядных монтмориллонитов в осолоненных водоемах является их кристаллохимическая родственность своеобразным слюдам-лейкофиллитам, недавно установленным в толще галитовых и калийно-магнезиальных солей купола Индер (Соколова и др., 1976). Лейкофиллит также образуется по прослоям измененной кислой пирокластики, основной слоевой заряд в структуре минерала также концентрируется в октаэдрических сетках и связан с высоким содержанием катионов Mg. Лейкофиллиты можно рассматривать как следующую ступень агрегационной линии высокозарядных 2:1 минералов. В отличие от монтмориллонитов они образуются на значительно более высокой стадии осолонения при участии Na-K-хлоридных растворов.

Конечно, нельзя считать, что это единственный путь образования высокозарядных монтмориллонитов: очень вероятно, что их можно встретить в составе гидротермальных образований, хотя среди современных полей гидротермально-измененных пород Камчатки и Курильских островов, несмотря на специально проведенные исследования, они пока не были обнаружены ни нами, ни другими исследователями.

С. И. Набоко и С. И. Берхин (1970) описали высокомагнезиальные монтмориллониты в толще игнимбритов месторождения Горячий пляж на о-ве Кунашир. Однако анализ приведенных названными авторами рентгенограмм показывает одновременное присутствие в образцах ди- и триоктаэдрических смектитов, о чем свидетельствуют отражения с $d_{(060)} = 1,49$ и $1,535$ Å. Изучение этого же разреза, проведенное нами,

показало кристаллохимическое разнообразие состава смектитов, представленных ди- и триоктаэдрическими разновидностями, образующих яркие, разных оттенков зеленые и зеленовато-бурые пятна-вкрапленники на фоне белой спекшейся массы туфа. Связано это с различным составом вкрапленников пемзы, по которым образуются смектиты, а также, возможно, с одновременной и различной по интенсивности смектитизацией, идущей под влиянием гидротермальных растворов. Типичные высокозарядные монтмориллониты встречены не были, однако исключать возможность их образования в этих условиях, конечно, нельзя. Скорее всего, они еще будут обнаружены, тем более что высокоминерализованные Ca-Mg-хлоридно-сульфатные растворы достаточно обычны среди вод современных областей гидротермальной деятельности (Поляк и др., 1965; и др.).

Бейделлиты. Встречаются очень редко. По существу известен только один пример чистого бейделлита в образцах из рудника Блек-Джейн Айдахо (см. Классификацию, обр. 13), описанных впервые Е. Шенноном и К. Россом (Ross, Shannon, 1925) и точно идентифицированных уже по музейным экспонатам А. Виром и Р. Грин-Келли (Weir, Green-Kelly, 1962). Указанные образцы представляют небольшие включения в толще измененных туфов или встречаются в виде прожилков в породах, вмещающих золото-серебро-свинцовое оруденение, и имеют, несомненно, гидротермальное происхождение. Название «бейделлит» было предложено впервые Е. Ларсеном (Larsen, Wherry, 1925) применительно к образцу глины также гидротермального генезиса (небольшое включение и прожилки), описанному вначале этим автором (Larsen, Wherry, 1917) как леверверит в одном из рудников Колорадо. Однако последующие исследования и пересчет химической формулы свидетельствуют о том, что образец Е. Ларсена не был мономинеральным. То же относится к третьей находке К. Росса и Е. Шеннона (Ross, Shannon, 1925), описавших бейделлиты в глинах ортоклазово-трахитовых аркоз в Арканзасе. Пересчет химического анализа также говорит о присутствии примесей, мешающих точной идентификации бейделлита, хотя последний пример очень интересен: щелочной характер пород дает основание считать, что там действительно присутствует бейделлит, — это первое описание распространения этого минерала в стратифицированных вулканогенно-осадочных формациях.

Исходя из экспериментальных данных, следует предположить, что формирование бейделлитов происходило в щелочной среде, делавшей возможным вхождение алюминия в тетраэдры. Такая среда могла быть обусловлена как щелочным характером вмещающих пород, в которых формировались бейделлиты, так и специфическим типом гидротермальных растворов. Можно ожидать встретить бейделлиты в щелочных вулканогенных толщах, а также в седиментационных эвапоритовых бассейнах щелочного типа, в частности в содовых озерах в парагенезе с цеолитами. Очень вероятно, что смектиты, часто описываемые в ассоциации с цеолитами в щелочных озерах США и Африки, окажутся типичными бейделлитами (Нау, 1966). Но таких данных пока нет.

Смектиты, которые можно отнести к бейделлиту, были описаны в угленосной толще Караганды (Шутов и др., 1971), и глинах, богатых органикой (Ross, Hendricks, 1945). Однако уверенности в том, что это действительно бейделлиты, нет. Хотя в кислых средах с pH 4—5, особенно в присутствии органических кислот, алюминий делается подвижным и может участвовать в синтезе слоистых силикатов, но, по всем экспериментальным данным, в этих условиях он будет присутствовать только в шестерной координации. Кроме того, нет уверенности в чистоте образцов, а незначительное неучтенное присутствие каолинита или алюминия в межслоевых промежутках (весьма вероятное в таких обстановках) может дать при пересчете кристаллохимическую формулу бейдел-

лита. Поэтому, говоря о «бейделлитовости» смектита, необходимо всегда быть уверенным в чистоте и мономинеральности образца.

Промежуточные формы смектитов — монтмориллонит-бейделлиты — наиболее распространены в месторождениях бентонитов западных районов США. Не исключено, что это связано с распространением среди третичных отложений этих районов щелочных эвапоритовых вулканогенно-осадочных комплексов.

Группа Al-Fe-смектитов. Минералы данной группы также весьма широко распространены в различных типах геологических обстановок. В отличие от предыдущей группы, здесь пока не обнаружены высокозарядные монтмориллониты, зато широким распространением пользуются бейделлиты, так скудно представленные среди Al-содержащих смектитов.

Al-Fe-монтмориллониты со средним содержанием Fe^{3+} в октаэдрах $z \approx 0,35$ иногда встречаются среди бентонитов (см. Классификацию, обр. 16, 17), обнаружены в виде прослоев в глинах третичных отложений континентов и океанов (см. Классификацию, обр. 18, 19), найдены в гидротермально-измененных породах современных вулканических областей (см. Классификацию, обр. 5).

Материалы Ф. Дюшофура (1970) и особенно Е. Паке (Paque, 1970), изучившей многочисленные профили почв в различных ландшафтных зонах Африки, позволяют рассмотреть на природном материале кристаллохимические особенности смектитов, зависящие от состава материнских пород и условий выветривания. Е. Паке обращает внимание на близкий к бейделлитовому состав всех изученных смектитов и наглядно иллюстрирует их нарастающую железистость в зависимости от содержания Fe в породе-хозяине, начиная от маложелезистых осадочных пород, через промежуточные кислые кристаллические породы — граниты и гнейсы и кончая базальтами, диабазами и амфиболитами.

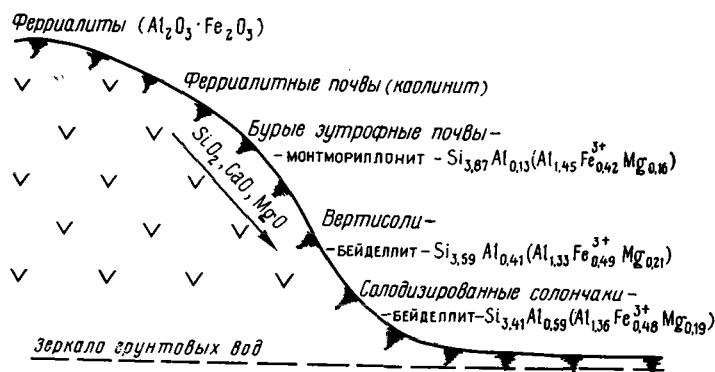
Однако Е. Паке не обратила внимание еще на одну важную особенность изученных минералов, а именно на зависимость распределения тетраэдрического и октаэдрического зарядов в структуре смектитов от характера ландшафта и среды почвообразования. Анализ материала позволяет наметить довольно отчетливый ряд: Al-Fe-монтмориллониты, Al-Fe-бейделлиты, Al-Fe-высокозарядные бейделлиты в почвах, развитых на одних и тех же материнских породах, но в разных ландшафтных обстановках (фиг. 3). Собственно монтмориллониты с низким тетраэдрическим зарядом присутствуют только в бурых эотрофных почвах (см. таблицу, обр. 14), формирующихся в условиях довольно сильного промывного режима и являющихся часто переходной ступенью к кислым ферриалитным почвам, где доминирующим минералом является уже каолинит, а железо присутствует только в виде гидроокислов.

Е. Паке подчеркивает легкость перехода бурых эотрофных почв в ферриалитные при нарастании кислого промывного режима и рассматривает железистые монтмориллониты как «резерв» железа, высвобождающегося в процессе нарастающего гидролиза. Ф. Дюшофур (1970) отмечает, что в тропическом климате на базальтовых склонах часто наблюдается зональное распределение почв, контролируемое ландшафтом и количеством выпадающих осадков: наверху, под террасой, состоящей из свободных гидроокислов Fe^{2+} и Al, развиты ферриалитные почвы с каолинитом, на склонах — бурые эотрофные, в долинах — вертисоли, т. е. темные почвы, образующиеся в условиях застойного режима и слабого промывания, при участии слабощелочных растворов, богатых основаниями.

Al-Fe-монтмориллониты встречены и изучены авторами среди океанических осадков в районах, примыкающих к континентам, характеризующихся субконтинентальным строением земной коры и развитием не базальтового, а андезитового или дацит-андезитового вулканизма (Нор-

вежское море, скв. 345, 348; Панамская котловина, скв. 155; см. Классификацию, обр. 18, 19). Осадочные толщи миоценового и олигоценового возраста в обоих регионах характеризуются не типично океаническим, а субконтинентальным строением разреза значительной мощности, в первом случае с обилием терригенного алевритового материала, во втором — с флишвидным чередованием карбонатных и глинистых пород (формация Клиппертон) (Van Andel et. al., 1973).

Таким образом, на этих примерах с удивительной четкостью выявляется связь состава смектитов с особенностями состава вулканического материала и с характером геотектонической обстановки. Al-Fe-смектиты



Фиг. 3. Типы смектитов в тропических почвах (с использованием данных Ф. Дюшофура и Е. Паке)

в океанах могут, в свете полученных данных, служить определенными индикаторами проявления не типично океанического, а субконтинентального кислого и среднего андезит-дацитового или трахит-андезитового вулканизма. Любопытно, что в Панамской котловине миоценовые глины формировались в условиях проявления подводной гидротермальной деятельности, о чем свидетельствует обильная пиритовая и баритовая минерализация, а также низкие значения, на определенных уровнях, pH поровых растворов порядка 7,5. Влияние этих «относительно кислых» растворов зафиксировалось в какой-то мере, по-видимому, в тетраэдрической структуре смектитов. Идентичные по составу Al-Fe-смектиты, описанные М. А. Ратеевым в миоценовых глинах Норвежского моря, где отмечались проявления гидротермальной деятельности, характеризуются замещением части Si на Al в тетраэдрических сетках (см. Классификацию, обр. 18).

Al-Fe-бейделлиты и высокозарядные бейделлиты. Смектиты тропических почв — вертизолой, несмотря на различную степень железистости, изменяющуюся в довольно широких пределах, по характеру локализации заряда всегда относятся к бейделлитам (см. Классификацию, обр. 20). Наконец, несколько смектитов, изученных Е. Паке (1970) в щелочных почвах — солондизированных солончаках, характеризуются очень высоким тетраэдрическим зарядом ($x \sim 0,5$), т. е. принадлежат к подгруппе высокозарядных бейделлитов (см. Классификацию, обр. 21).

Таким образом, на примере почв выразительно подтвердился те закономерности, что были установлены экспериментальным путем: вхождение Al в тетраэдрические сетки требует, в условиях низких температур, щелочной среды, и нарастание «бейделлитовости» смектитов в определенной степени контролируется увеличением значений pH минералообразующих растворов. Тем самым можно говорить, по-видимому, и об обратной связи, во всяком случае для Al- и Fe-Al-смектитов: высо-

кое содержание Al в тетраэдрах смектитов может рассматриваться как определенный индикатор существования щелочных условий минералообразования. Кроме того, здесь, видимо, играет роль и другой фактор. Чем больше катионов Fe^{3+} занимает октаэдрические позиции, тем сильнее проявляется «бейделлитовость» смектитов. В следующей группе — Fe-Al-смектитах — собственно монтмориллонитов практически не встречено. Можно предположить, что искажение октаэдрических сеток при вхождении крупных катионов Fe^{3+} облегчает фиксацию Al в тетраэдрах (Дриц, 1975). Один образец высокозарядных Al-Fe-бейделлитов был встречен также среди гидротермальных глин Камчатки (см. Классификацию, обр. 22).

Группа Fe—Al-смектитов. В данной группе как бы продолжается тенденция увеличения в структурах разных генетических типов смектитов преимущественной концентрации заряда в тетраэдрических слоях.

Собственно монтмориллонитов встречено не было. Пожалуй, только один образец ферримонтмориллонитовой глины из Керченского железорудного месторождения с зарядом $x+y=0,36$ (см. Классификацию, обр. 23) может быть отнесен к «пограничному типу» между собственно монтмориллонитами и бейделлитами. Fe-смектиты можно было бы рассматривать как группу, переходную к нонтронитам, так как ряд генетических и кристаллохимических типов находит как бы продолжение в нонтронитовой группе (например, высокозарядные Fe-монтмориллониты → тетракремниенонтрониты). Однако очень четко фиксирующий разрыв в содержании железа (от $z=1,2$ до $1,7$) (см. таблицу) может, по-видимому, свидетельствовать о самостоятельности группы нонтронитов. Впрочем, не исключено, что дальнейшие исследования покажут существование промежуточной группы между Fe-смектитами и нонтронитами и подтвердят существование непрерывной линии изоморфного замещения Al—Fe, предполагавшейся К. Россом и С. Хендриком (Ross, Hendricks, 1945).

Большая сложность в типизации и генетической интерпретации данной группы связана с тем, что если поведение Al и его кристаллохимическая фиксация обуславливались в рассматриваемых процессах (идущих при низких P и T) главным образом рН среды, то в случае железа появляется и другой фактор, осложняющий установление первичного генезиса Fe-смектитов, — это нюансы изменения окислительно-восстановительного потенциала. В литературе имеются данные по динамике мгновенного (исчисляющегося часами) перехода Fe^{2+} в Fe^{3+} в октаэдрических слоях Fe-смектитов, не меняющих заметно структуру минерала. Это было выявлено на примере Fe-сапонитов, извлеченных из шахты и переходящих в Fe^{3+} -смектиты в течение нескольких часов пребывания на воздухе (Kohyama et al., 1973). То же явление мгновенного перехода закисного железа в окисное было зафиксировано в Fe-смектитах железных руд Керчи (устное сообщение П. П. Наумова). Поэтому совершенно не исключено, что многие из описываемых диоктаэдрических смектитов являются на самом деле уже вторичными образованиями по начальным эфемерным триоктаэдрическим сапонитам, сформировавшимся при взаимодействии легкоподвижного Fe^{2+} , Si и Al. Вопрос этот пока почти совсем не освещен ни в экспериментальных, ни в природных наблюдениях.

Высокозарядные Fe-Al-монтмориллониты с концентрацией заряда в октаэдрах встречены только в рудоносных современных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) в районе разлома Кларин (Aoki et al., 1974) (см. Классификацию, обр. 24). Интересно отметить, что данные Fe-монтмориллониты очень схожи как по кристаллохимическим особенностям, так и по генезису с тетракремниевым нонтронитом, описанным недавно в современных рудоносных осадках Красного моря (Бутузова и др., 1979).

На особенностях механизма образования последних мы остановимся при характеристике групп нонтронитов, пока же, забегая несколько вперед, отметим, что в обоих случаях образцы были взяты не с поверхностного слоя осадков, а с некоторой глубины: тихоокеанские с глубины 2—4 м, из Красного моря — с 4—5 м. В Красном море на глубине около 4 м значения pH оказались равными 5,4—5,5, в поверхностном слое — 6. Так как механизм образования Fe-смектитов в осадках ВТП и рудоносных отложениях Красного моря в общем сходен — в обоих случаях смектиты представляют аутигенные образования, формировавшиеся при участии железокремнистых гидротермальных растворов, — то можно предположить, что отсутствие заряда в тетраэдрах тихоокеанских Fe-смектитов также объясняется относительно низким pH, затруднившим фиксацию трехвалентных катионов в тетраэдрической сетке в осадке, находившемся под воздействием кислых гидротермальных растворов вне непосредственного контакта с морской водой. В отличие от нонтронитов октаэдрический заряд Fe-монтмориллонитов обеспечивается почти исключительно Mg^{2+} , закисного железа в них практически нет (см. Классификацию, обр. 24). Присутствие значительного количества Al свидетельствует о том, что тихоокеанские высокозарядные Fe-монтмориллониты — разновидность широко распространенных океанических Fe-смектитов, типичных для обстановок тектонически активного дна. Образование их связано с взаимодействием гальмиролитически-измененной базальтовой гиалокластике и гидротермальным подтоком Fe-Mn-растворов.

Fe-Al-бейделлиты являются, однако, значительно более распространенной разновидностью смектитов океанических глубоководных глин. Они встречаются в современных красных глинах Северо-Западной котловины Тихого океана В. И. Муравьевым (см. Классификацию, обр. 26), Г. Ю. Бутузовой и др. в юго-восточной части Тихого океана в зоне трансформных разломов Клариян — Клиппертон (обр. 30), А. Г. Коссовской и др. в меловых отложениях Атлантического океана (обр. 27, 29), В. Д. Шутовым в мелу Индийского океана (обр. 28) и др. Образцы Fe-Al-бейделлитов (30) относятся к высокозарядным (суммарный заряд $x+y=1$) и характеризуются высоким значением октаэдрического заряда ($Mg \approx 0,5$). Интересно, что в ассоциации с этими образцами были обнаружены гидротермальные гипс и барит — компоненты, необычные для типичного парагенеза красных глубоководных глин, присутствие которых, возможно, объясняет и высокую активность Mg в этом районе.

Вторым генетическим типом Fe-бейделлитов являются тропические почвы типа вертисолей, развитые на меланократовых кристаллических породах и базальтах (см. Классификацию, обр. 25, 25а). Характерной чертой их является очень четкая корреляция содержания железа в структуре минерала с содержанием железа в породе-хозяине. В свою очередь содержание железа коррелируется с увеличением значений тетраэдрического заряда («степенью бейделлитовости» смектита), что мы отмечали и для предыдущей группы Al-Fe-смектитов; максимально высокий тетраэдрический заряд типичен для бейделлитов вертисолей, образовавшихся по базальтам (обр. 25а).

ГРУППА НОНТРОНИТОВ

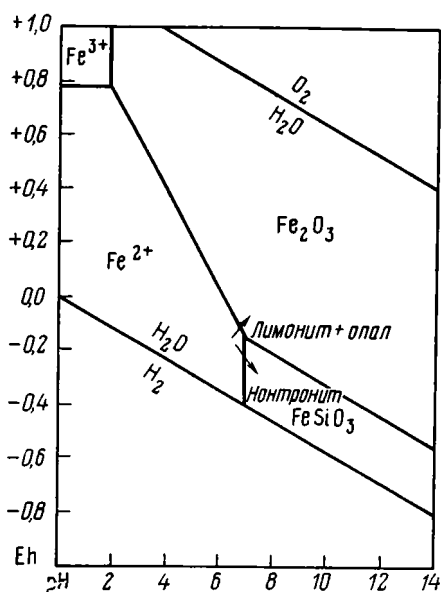
Нонтрониты — очень широко распространенная группа минералов, которая объединяет разновидности, достаточно отличающиеся как по своим кристаллохимическим характеристикам, так и по генезису.

Среди генетических типов нонтронитов наибольшее значение принадлежит трем типам: 1) нонтрониты, образующиеся в почвах по основным и ультраосновным породам; 2) нонтрониты кор выветривания или низкотемпературного гидротермального изменения различных изверженных, метаморфических и вулканических пород, содержащих фе-

мические минералы; к этому же типу могут быть отнесены нонтрониты, часто описывавшиеся под названием гизенгеритов в измененных породах и скарнах многих железорудных и колчеданных месторождений; 3) нонтрониты современных рудоносных осадков рифтовых зон.

Хотя эти три генетические типа не исчерпывают всех возможных обстановок образования нонтронитов, которые способны синтезироваться в определенных параметрах рН и Eh из растворов, содержащих достаточные концентрации железа и кремния (фиг. 4), но тем не менее, основные известные из литературы находки нонтронитов укладываются в рамки этих групп.

Тетракремниевые нонтрониты встречаются в тех же геологических обстановках, что и Fe-монтмориллониты, а именно — в рудоносных осадках современных рифтовых областей и в продуктах изменения основных



Фиг. 4. Зависимость стабильности различных соединений железа и кремния от рН и Eh (Müller, Forstner, 1976)

и ультраосновных пород. Кристаллохимические отличия — только разрыв в содержании железа (см. таблицу). Помимо Fe³⁺, в октаэдрах структур некоторых нонтронитов присутствует Fe²⁺ (см. Классификацию, обр. 40). Близость генетических обстановок дает основание предположить реальность существования непрерывного природного ряда монтмориллониты — нонтрониты, хотя пока, как уже говорилось, такие образцы встречены не были.

Наиболее ярким и генетически ясным примером условий, благоприятных для образования тетракремниевых нонтронитов, могут служить образцы смектитов, изученные Г. Ю. Бутузовой и др. (1979) из рудоносных осадков впадины Атлантис II Красного моря. Хотя эти образования описывались многими исследователями (Miller et al., 1966; Bischoff, 1972; и др.), понять механизм образования смектитов и причины своеобразия их отдельных кристаллохимических разновидностей

удалось только благодаря комплексному исследованию с применением всего арсенала новых методов структурного анализа.

Авторами установлены две разновидности нонтронитов. В поверхностном образце, представляющем железокремниевый гель, смектит характеризуется плохой общей окристаллизованностью; под электронным микроскопом частицы образца имеют неправильно-лепешкообразную форму; электронографическое изучение показало, что структура минерала является турбостратической. Это как бы начальная фаза синтеза смектита. Отсутствие данных химического анализа не позволяет дать кристаллохимическую типизацию минерала, однако значение $d_{(080)} = 1,53$ Å дает основание считать, что катионы Fe³⁺ занимают не только октаэдрические, но и тетраэдрические позиции, т. е. что минерал может быть отнесен к группе тетраферринонтронитов. Подтверждением этого являются кристаллохимические формулы, приведенные И. Бишофом (Bischoff, 1972) для нонтронитов с аналогичным значением $d_{(080)}$.

Значение рН раствора поверхностного образца, равное 6, было, видимо, достаточным, чтобы не препятствовать вхождению железа в тетраэдрические сетки 2 : 1 слоев.

Тетракремниевый нонтронит представлен образцом, взятым из той же колонки, но с глубины 4 м, где значение $pH=5,4-5,5$ (см. табл., обр. 33). Более высокая кислотность среды предопределила присутствие в тетраэдрических сетках 2:1 слоев только атомов Si. Отсутствие трехвалентных катионов в тетраэдрах подтверждается и значениями $d_{(040)} = 1,510 \text{ \AA}$. То есть, здесь наблюдается та же закономерность, что во всех других группах смектитов, начиная от Al-монтмориллонитов.

Нонтрониты в нижней части колонки отличаются раскристаллизованностью с типичными для океанических железистых смектитов игольчатыми формами и характеризуются высокой степенью трехмерной упорядоченности структуры, установленной по новой методике, основанной на использовании электронографического метода косых текстур (Ципурский и др., 1978). Очень интересным является то, что для образцов, взятых из нижней части колонки, характерно повышенное содержание калия, который фиксируется в некоторой части слоев, придавая им «слоуподобную» структуру. После обработки образцов K_2CO_3 и последующего насыщения этиленгликолем были зафиксированы значения $d = 9,84-9,6$ и $3,36 \text{ \AA}$, типичные для большинства хорошо окристаллизованных природных глауконитов и селадонитов. Таким образом, многие нонтрониты могут рассматриваться как потенциальные «протоглаукониты» или «протоселадониты». Способность железистых смектитов концентрировать в межслоях калий является их очень важной и характерной особенностью. Этим отличаются многие железистые смектиты современных и древних красных глубоководных глин океанов, так же, как и смектиты, образующиеся при гальмиролитическом разложении базальтов (см. табл., обр. 42а, б; 33, 26—50, 34) ¹.

Кроме того, синтетический тетракремниевый нонтронит как продукт непосредственной кристаллизации из горячих железо-кремниевых растворов, в районе крупной интрузии гранитов был описан У. Исфордингом (Isphording, 1975) в Венесуэльской Гвиане (см. таблицу, обр. 32). Г. Мюллер и У. Форстнер (Müller, Frostner, 1976) считают, что как данный образец, так и все нонтрониты, встреченные в современных рудосносных осадках Красного моря и оз. Малави, могут быть отнесены к разновидности «первичных нонтронитов».

К другому генетическому типу относится тетракремниевый нонтронит из никеленосных кор выветривания Урала (Манаева, 1974, (см. табл., обр. 31)).

Нонтрониты. Эта обширная и разнообразная группа представлена весьма широко во всех трех основных генетических типах.

Нонтрониты в почвах описаны Г. Шерманом (Schermann et al., 1962), У. Вильдманом и др. (Wildman et al., 1971), Е. Паке (Paque, 1970) и рядом других исследователей. Г. Шерман и др. дали обзор распространения нонтронита в почвах на андезитах, базальтах и других основных магматических породах в различных климатических обстановках семиаридного, гумидного и тропического климата в Австралии, Новой Зеландии, на о-вах Фиджи и Гавайских. Е. Паке описала нонтрониты в почвах, развитых на долеритах в Северной Африке (см. табл., обр. 35), К. Росс и С. Хендрикс (Ross, Hendricks, 1945) — почвы на базальтах Шотландии (см. табл., обр. 36). По данным Г. Шермана и др., нонтрониты почв образуются в различных ландшафтных обстановках при количестве выпадающих осадков от 320 до 3000 мм в год.

¹ Эта способность океанических смектитов позволила прийти к важному заключению о том, что смектиты являются в океанах концентраторами калия, обуславливающими в совокупности с цеолитами и новообразованными калиевыми полевыми шпатами переработку первичного материала океанической коры и накопление признаков коры континентального типа (Коссовская, 1975, 1976; Коссовская, Шутов, 1975, 1978; Симанович, 1979).

У. Вильдман и др. рассмотрели проблему образования железистых смектитов в почвах, развивающихся на ультрабазитах. Высокие содержания Mg в материнских образованиях, казалось, должны были бы предопределить появление не нонтронитов, а сапонитов или хотя бы смектитов с высоким содержанием Mg^{2+} в октаэдрах.

Авторами была рассчитана свободная энергия растворения серпентинитов $Si_2Mg_2O_5OH_4$ при $t=25^\circ C$. Диаграммы стабильности, выведенные из значений свободной энергии, показали, что серпентиниты нестабильны в интервале pH и концентраций Mg^{2+} и $Si(OH)_4$, характерных для большинства почв. Анализ диаграмм устойчивости для брусита, гиббсита и аморфного $Fe(OH)_3$ показывает, что Fe-Al октаэдрические сетки оказываются устойчивыми, а бруситовые — неустойчивыми при соприкосновении серпентинитов с почвенными растворами (см. фиг. 1). Таким образом, зародыши $Fe(OH)_3$ и $Al(OH)_3$, взаимодействуя с кремнеземом, определяют появление железистых смектитов вместо триоктаэдрических сапонитов.

Вторая генетическая группа — нонтрониты, образующиеся при наземном и подводном выветривании основных магматических пород, а также при воздействии на них низкотемпературных гидротермальных растворов, развита тоже очень широко, и представители ее описаны многими авторами. Намечаются четыре типа, или, точнее, механизма образования нонтронитов.

Первый — это стадийное изменение, чаще всего происходящее при выветривании других железисто-магнезиальных смектитов триоктаэдрического ряда (сапонит, стивенсит и др.). Процессы в данном случае идут по схеме $Fe^{2+}-Mg\text{-сапонит} \rightarrow Fe^{3+}\text{-нонтронит}$. В частности, такой стадийный процесс описан Н. Кохиамы и др. (Kohtama et al., 1973). Нередко этот процесс идет и дальше, причем последующим продуктом являются уже синтетические высокожелезистые образования, описанные несколько позднее теми же авторами, на том же объекте под наименованием гизенгерит (Kohtama, Sudo, 1975). Этот минерал образует коагуляционного типа корочки и натеки на внешней поверхности измененных туфов, во внутренней части которых развиты Fe^{2+} - и Fe^{3+} -смектиты (см. Классификацию, обр. 38).

Такое же стадийное, «ступенчатое» изменение описано А. Ф. Коржинским (1970) в породах скарновой зоны Балканского рудника на Урале. Волластонит в скарне замещается триоктаэдрическим магнезиальным смектитом — стивенситом, а последний в зоне выветривания в свою очередь замещается нонтронитом (см. Классификацию, обр. 39).

Другой тип замещения, также очень распространенный в корах выветривания и гидротермально-измененных породах, — это замещение нонтронитом фемических минералов с каркасными, ленточными и цепочечными структурами (оливин, пироксены, амфиболы). Очень подробно кристаллохимический механизм такого замещения рассмотрен Р. Эгглтоном на примере скарнового геденбергита, замещенного нонтронитом (Eggletton, 1975). Автором показано, что геденбергит теряет при этом 95% Ca, 75% Mg и 30% SiO_2 и преобразуется в нонтронит путем минимальной перестройки отдельных ленточных доменов пироксена нонтронитовыми кристалликами размером $<2\mu$. Ориентировка доменов нонтронита наследуется от пироксена так, что оптически весь замещенный кристалл пироксена кажется единым кристаллом нонтронита. Такого же типа замещение нонтронитом амфибола описано С. С. Чекиным (см. Классификацию, обр. 37). Процесс этот распространен очень широко и описан многими исследователями. В частности, такого типа замещения смектитами оливина, пироксенов и амфиболов характерны не только для наземных преобразований магматических пород, относящихся к офиолитовым комплексам, но и для океанического подводного вы-

ветривания (гальмиролиза) и гидротермальных преобразований; правда, там смектиты относятся к триоктаэдрическому типу (Melson, Thompson, 1973, и др.).

Третий механизм формирования — это синтез из растворов. Пржилки, заполнения трещин, коагуляционные корочки, выполнение везикул нонтронитами — очень широко распространенные образования, формирующиеся как в наземных, так и в подводных условиях. Примеры таких нонтронитов даны в Классификации (обр. 35—37 — наземные условия, 42а, б — подводные преобразования базальтов).

Наконец, четвертым типом является синтез из растворов, описанный многими авторами в рудоносных осадках современных рифтовых зон — оз. Малави (см. Классификацию, обр. 41, Miller et al., 1966), Красного моря (обр. 40а, Bischoff, 1972). Мы уже останавливались на характеристике генезиса Fe-смектитов этого типа при описании тетракремниевых нонтронитов.

Кристаллохимическая группа нонтронита зависит в этом типе образований от тонких нюансов значений pH и Eh среды, а также от соотношений и концентраций в растворах окислов кремнезема и железа. Как это видно из Классификации, в рудоносных осадках Красного моря присутствуют все три кристаллохимические разновидности нонтронитов: тетракремниевых (обр. 29), собственно нонтрониты (обр. 40а) и тетраферринонтрониты (обр. 40б).

Тетраферринонтрониты. Некоторые из нонтронитов этой разновидности описывались под названием гизенгеритов. Для тетраферринонтронитов характерны те же генетические типы и условия образования, что и для собственно нонтронитов. Спецификой является, по-видимому, обязательный избыток железа при отсутствии алюминия. Именно последнее обстоятельство определяет то, что гизенгериты часто присутствуют в зонах изменения железорудных или колчеданных месторождений (см. Классификацию, обр. 44, 45, 46).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Дана первая геокристаллохимическая классификация диоктаэдрических смектитов. В ней показаны взаимосвязи между кристаллохимическими особенностями различных смектитов и обстановками их образования.

В зависимости от содержания октаэдрического железа выделены четыре кристаллохимические группы смектитов: алюминийевые, алюминийево-железистые, железисто-алюминийевые и железистые (нонтрониты). Показано, что состав 2:1 слоев смектитов определяется составом исходного вещества породы и (или) минерала-хозяина или в случае синтеза из растворов характером присутствующих в нем компонентов при наличии определенных геологических условий, допускающих формирование смектитовых минералов. В каждой группе выделяются подгруппы, различающиеся локализацией и величиной слоевого заряда, которые определяются физико-химическими условиями среды минералообразования, в частности при низких T и P , значением pH, Eh и концентрацией «строительных» компонентов. Оказалось, что определенные кристаллохимические группы и подгруппы смектитов широко развиты в одних геологических обстановках и очень редки, а иногда практически «запрещены» — в других (см. фиг. 2).

Рассмотрены основные типы геологических обстановок континентов и океанов, в которых встречаются смектиты: почвы и коры выветривания, стратифицированные вулканогенно-осадочные, осадочные, терригенные и отчасти рудоносные формации, гидротермально-измененные породы различного состава и возраста, осадки и породы осадочного

чехла и магматического субстрата различных структурных областей океанов.

Полученные результаты сведены в Классификации и на фиг. 2. Выделено 40 генетических типов смектитов, каждый из которых характеризуется определенной кристаллохимической структурой, отражающей как состав исходного материала, так и особенности среды минералообразования. Для каждого типа приведена типовая кристаллохимическая формула и дана конкретная геологическая ситуация распространения минерала.

Как и следовало ожидать, в группе Al-смектитов наибольшим распространением пользуются обычные тетракремниевые монтмориллониты, отличающиеся исключительным постоянством состава в пределах различных месторождений бентонитов мира. Это легко объясняется тем, что Al-смектиты бентонитов образуются при видоизменении кислых вулканических пород при воздействии на них слабощелочных или нейтральных натриево-хлоридных вод, широко распространенных в областях кислого вулканизма многих районов мира. Любопытно отметить определенную роль среды минералообразования на величину и распределение заряда среди Al-монтмориллонитов. Весьма показательно в этом отношении присутствие монтмориллонитов, содержащих в тетраэдрах исключительно катионы кремния и имеющих близкий октаэдрический катионный состав, которые образовались в максимально кислых условиях, допускающих синтез 2:1 минералов (как бы предшествующих синтезу каолинитов) в совершенно различных геологических обстановках. Таким примером могут служить монтмориллонитовые глины осадочной угленосной толщи Якутии и геотермального месторождения Камчатки, тесно ассоциирующиеся в обоих случаях с каолинитовыми глинами (см. Классификацию, обр. 8, 4). Исходное вещество для формирования как монтмориллонитовых, так и каолинитовых глин было одно и то же в каждой геологической ситуации: в первом случае это были терригенные триоктаэдрические слюды, во втором — дацит-андезитовый туф. Последовательное появление монтмориллонита и каолинита диктовалось только значениями pH и промывного режима минералообразующей среды.

Специфическая подгруппа высокозарядных Al-Mg-монтмориллонитов, аномально высокий заряд которых связан с присутствием катионов Mg в октаэдрах, также связана с кислым составом минералообразующих растворов, отличающихся, однако, повышенными концентрациями Mg. По-видимому, эти своеобразные Al-Mg-монтмориллониты могут оказаться индикаторами существования эвапоритовых Ca-Mg сульфатно-хлоридных условий седиментации.

Обращает на себя внимание исключительная редкость мономинеральных бейделлитов. Возможно, что это объясняется отсутствием данных о величине и характере распределения зарядов в смектитах, связанных с щелочными обстановками, необходимыми для замещения Si на Al в тетраэдрах. Можно ожидать, что бейделлиты будут присутствовать в продуктах изменения щелочных магматических пород или будут встречены среди смектитов цеолитовых щелочных озер.

В породах осадочного чехла и продуктах изменения пород магматического субстрата океанов Al-смектиты практически не встречаются. Редким, но очень интересным и важным исключением являются Al- и Al-Fe-монтмориллониты, обнаруженные в скважинах DSDP Норвежского моря и Панамской котловины (см. Классификацию, обр. 10, 18, 19). Обе эти океанические структуры сопряжены с континентами, характеризуются субконтинентальным типом земной коры и проявлениями специфического, приуроченного обычно только к окраинам океанических бассейнов, щелочного, кислого и среднего вулканизма. Появление Al- и Al-Fe-смектитов среди океанических пород может рассматриваться, по-

видимому, как один из важных индикаторов проявлений трахит-андезитово-дацитового вулканизма в присутствии «останцов»-блоков коры континентального типа.

В группе Al-Fe- и Fe-Al-сметитов особенно явно проявляется зависимость величин тетраэдрического заряда от нюансов физико-химических условий на примере тропических почв, приуроченных к разным ландшафтным зонам. Степень замещения Si на Al в сметитах уменьшается по мере перехода от относительно интенсивно промываемых бурых эотрофных почв до слабо промываемых вертисолей и застойных солодизированных солончаков.

Существенно подчеркнуть уменьшение распространенности тетракремневых монтмориллонитов и увеличение бейделлитов по мере нарастания степени железистости. Вхождение Al в тетраэдры железосодержащих сметитов уменьшает латеральное несоответствие размеров сочленяющихся в 2:1 слои тетраэдрических и октаэдрических сеток.

Помимо тропических почв, очень широко распространены Fe-Al-сметиты в красных глубоководных глинах, от современных до меловых, в пределах абиссальных равнин океанов. Характерной особенностью океанических сметитов, отличающей их от сходных по составу континентальных сметитов тропических почв и кор выветривания, является необычно высокое содержание обменного калия — до 0,50 при очень небольших значениях Ca и Na, являющихся основными межслоевыми катионами сметитов континентов (фиг. 5).

В группе нонтронитов, также как среди Fe-Al-сметитов, преимущественно распространены минералы с высоким тетраэдрическим зарядом. Однако тетракремневые нонтрониты встречаются среди никеленосных кор выветривания и седиментационно-гидротермальных рудоносных осадков Красного моря. В последнем случае удалось очень наглядно показать, что отсутствие замещения Si на Al в тетраэдрах, так же как и в других тетракремневых сметитах, связано с относительно кислым характером минералообразующих растворов ($\text{pH}=5,5$). При относительном повышении pH (до 6,5) образуются обычные нонтрониты, для которых характерна локализация заряда в тетраэдрах (Бутузова и др., 1979). Специфической группой являются тетраферринонтрониты, которые часто называют гизенгеритами, отличающиеся полным отсутствием Al и замещением Si на Fe^{3+} в тетраэдрах. Наиболее распространены эти сметиты среди продуктов синтеза в зонах выветривания и гидротермальных изменений колчеданных и железорудных месторождений. Анализ имеющегося материала позволяет говорить о существовании трех механизмов образования сметитов.

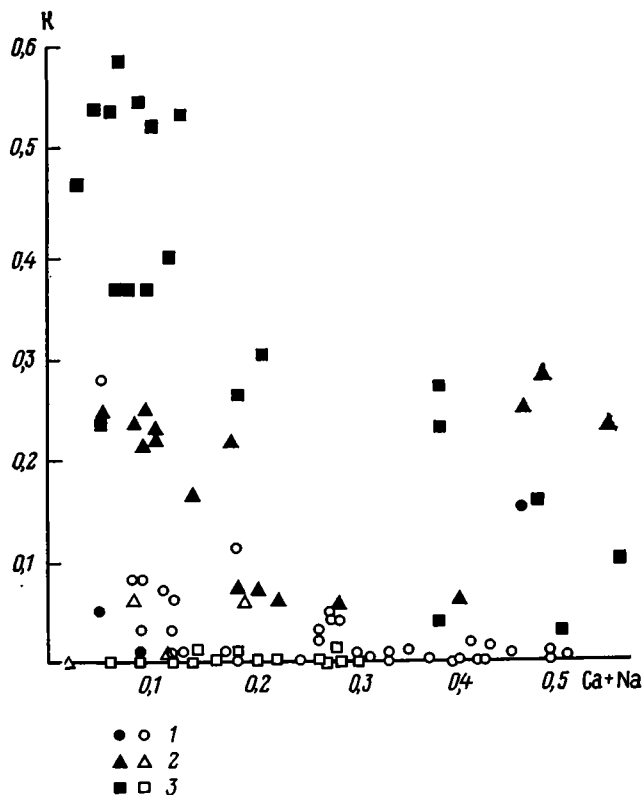
1. Первый и наиболее распространенный механизм связан с метасоматическими замещениями исходного вещества породы-хозяина и чаще всего распространен в породах кислого состава. Таким образом формируется большинство Al-сметитов — бентонитов, некоторых глин геотермальных полей, почв и др. В этом случае происходят относительно небольшие изменения первичного состава исходных пород и глубокая перестройка структурного мотива субстрата с кристаллизацией слоистой структуры.

2. Другой тип механизма, приводящий к появлению различных сметитов, связан с глубокими изменениями химического состава исходных минералов-хозяев при минимально возможной их структурной перестройке. Здесь необходимо рассмотреть несколько случаев.

а) стадийное преобразование биотитов или хлоритов в сметит не сопровождается полным разрушением анионного каркаса 2:1 слоев и приводит, в основном, к переформированию катионного состава всех структурных элементов исходных минералов.

б) при преобразовании пироксенов или амфиболов ленточно-цепочечные мотивы минералов сменяются слоистыми при сохранении посто-

янного объема и когерентности кристаллических решеток новообразованного и исходного минералов. При этом происходит вынос почти всего CaO , значительных количеств MgO и SiO_2 при минимальной перестройке структуры пироксена или амфибола. Последнее связано с тем, что эти минералы содержат структурные фрагменты, которые являются «прообразами» структур 2:1 смектитов.



Фиг. 5. Состав межслоевых катионов в смектитах континентов и океанов

1 — Al- и Al-Fe-смектиты; 2 — Fe-Al-смектиты; 3 — Fe-смектиты (нонтрониты). Открытые знаки — обстановки континентов; заливные знаки — обстановки океанов

в) наиболее глубокие изменения как химического, так и структурного составов осуществляются в случае псевдоморфных изменений минералов с каркасными и островными структурами (полевые шпаты, оливин и т. п.).

3. третий тип механизма связан с синтезом смектитов в процессе их непосредственной кристаллизации из растворов. Он может осуществляться как в седиментационных бассейнах на обширных площадях, связанных с подводным поступлением гидротермальных растворов, так и с локальным выделением минерала по трещинам или пустотам различных пород.

В заключение необходимо рассмотреть механизм возникновения некоторых морфокристаллохимических особенностей смектитов, свойственных определенным геологическим условиям. Было установлено, что многие железистые смектиты океанов характеризуются весьма своеобразными морфологическими особенностями слагающих их частиц, имеющих форму игольчатых или лентовидных кристаллов. Впервые они

были обнаружены в разрезах эоценовых и меловых отложений скважин DSDP в Атлантическом океане (Коссовская и др., 1975), а позднее также в ряде скважин Тихого и Индийского океанов. При движении вниз по разрезу, независимо от возраста отложений (современные осадки, миоцен, мел), наблюдалась обычно все же более интенсивная раскристаллизация и увеличение размеров кристаллитов. Механизм этого явления был подробно описан при изучении процессов формирования современных рудоносных отложений Красного моря (Бутузова и др., 1979). Было установлено, что на протяжении разреза мощностью всего в 4 м наблюдается раскристаллизация частиц железистого смектита от аморфных гелевидных сгустков в поверхностном слое осадков до хорошо окристаллизованных лентовидных кристаллитов на глубине около 4 м. В других случаях процесс аналогичной раскристаллизации бывает «растянут» на значительно большую мощность, порядка нескольких десятков метров (скв. 9, Атлантический океан).

Одновременно с улучшением раскристаллизации наблюдается увеличение степени трехмерной упорядоченности, связанной с одинаковой пространственной ориентировкой всех 2:1 слоев, слагающих каждый микромонокристалл смектита. Принципиально важным является то обстоятельство, что в процессе раскристаллизации и структурного упорядочивания смектитов происходит селективная адсорбция и накопление катионов калия в структуре минерала. Эта особенность железистых смектитов океанов уже обсуждалась в литературе в аспекте ее исключительной генетической значимости для объяснения накопления калия как в породах осадочного чехла, так и в продуктах переработки магматического субстрата океанов с позиций явления начальной «континентализации» материала океанической коры (Коссовская, Шутов, 1975; Коссовская, 1976). Очень любопытным оказалось то, что процесс раскристаллизации смектитов свойствен не только железистым разновидностям, но и Al-Fe-смектитам, изученным в разрезе миоценовых глин скв. 155 в Тихом океане (Панамская котловина). Показательно, что в случае Al-Fe-смектитов раскристаллизация их сопровождается как увеличением трехмерной упорядоченности, так и последовательной аккумуляцией калия.

Необходимым условием возникновения лентовидных кристаллитов является возможность свободного роста, которая обеспечивается, с одной стороны, высокой пористостью и водонасыщенностью глубоко-водных океанических осадков и, с другой, — постоянной подачей «строительного материала», необходимого для синтеза смектитов, как это, например, имеет место в случае гидротермального синтеза рудоносных осадков Красного моря. Помимо того, существенное значение имеет, по-видимому, влияние теплового подтока, обеспечивающего в условиях высокой проницаемости осадка большую скорость роста кристаллитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагаемая геокристаллохимическая классификация является первой попыткой установления взаимосвязей между кристаллохимией и условиями образования смектитов. Она должна помочь в систематизации обширного семейства смектитов и открывает возможности их использования как индикаторов геологических условий при исследованиях разнообразных и многочисленных объектов, в которых смектитам принадлежит важнейшая роль. Это особенно относится к изучению океанических осадков и продуктов подводного изменения пород магматического субстрата океанов, к измененным породам офиолитовых комплексов континентов, где специальные работы по изучению минералов со слоистыми структурами только начинаются, а также к ряду других объектов, привлекающих сейчас особое внимание литологов. Предстоит

очень большая работа по изучению не только диоктаэдрических, но и триоктаэдрических смектитов в продуктах низкотемпературных изменений основных магматических пород с позиций выявления истории их предметоморфизма. Уже сейчас очевидно, что многие, ранее только оптически идентифицированные минералы (хлорофены, гидрохлориты, иддингситы и др.), являются различными модификациями смектитов.

Не вызывает сомнений, что многие «пустые» клетки схемы распространения смектитов заполняются соответствующими примерами и будут найдены многие другие индикаторные характеристики смектитов разных геологических обстановок (см. фиг. 2 и Классификацию). Тем не менее некоторые из клеток классификации, очевидно, так и останутся незаполненными или будут заполнены только раритетами, свойственными лишь специфическим обстановкам: так, например, Al-смектиты в океанах вряд ли будут присутствовать в рифтовых областях или на абиссальных равнинах с высокой проницаемостью океанического дна.

Авторы надеются, что предлагаемая классификация будет стимулировать развитие геокристаллохимических исследований этой крупной и сложной группы минералов в предлагаемом направлении, которые расширяют, уточняют и дополняют новыми данными предлагаемую схему

ЛИТЕРАТУРА

- Аументо Ф., Ланкаревич Б. Л., Росс Д. И. Геология Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океанов. М., «Мир», 1973.
- Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Градусов Б. П. Аутигенный монтмориллонит в донных осадках станции 655 к югу от Калифорнийского залива.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 2.
- Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Дмитрик А. Л., Лисицына Н. А., Ципурский С. И. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантик II (Красное море).— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 3.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия, М., «Мир», 1968.
- Груздев А. П., Ратникова Г. И. Об ильваите и дашкесаните из южных участков Дашкесанского месторождения (Азербайджан).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1960, № 5.
- Дриц В. А. Структурные и кристаллохимические особенности строения слоистых силикатов.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Дюшофур Ф. Основы почвоведения. М., «Прогресс», 1970.
- Кирсанов В. Н. Генетическая классификация и закономерности размещения бентонитовых глин.— В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М., «Недра», 1972.
- Коссовская А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана.— Тр. ИГи, 1952, вып. 63.
- Коссовская А. Г. Геокристаллохимия минералов в решении проблем литологии.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Коссовская А. Г. Модель пелагического глинообразования.— In: Proc. Nat. VII Conf. on Clay Mineralogy and Petrology Karlovy Vary CSSR, Praha, 1976.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А., Александрова В. А. История триоктаэдрических слюд в осадочных породах.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 3.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдястых минералов осадочных пород.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А., Гущина Е. Б., Дмитрик А. Л., Ломова О. С., Серебrenникова Н. Д. Минералогия мезо-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 «Гломар Челленджер».— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 5.
- Коссовская А. Г., Соколова Т. Н., Дриц В. А., Сахаров Б. А. Парагенезы и история формирования глинистых минералов в бассейнах начальной стадии эвапоритовой седиментации.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О начальной континентализации океанической коры.— Докл. АН СССР, 1978, т. 221, № 3.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Проблема эпигенеза.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1975.

- Коржинский А. Ф. Стивенсит и нонтронит из скарновой зоны Балканского рудника на Урале.— Зап. Всес. Минералог. о-ва, 1970, серия II, ч. 99, вып. 5.
- Манаева А. В. Нонтронит в коре выветривания Беланинского гипербазитового массива.— Всес. минерал. о-во. Тр. Зап.-Сиб. отд-ния, 1974, вып. 1.
- Мак-Юэн Д. М. Монтмориллонитовые минералы.— В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- Метьюз Д. Х. Измененные базальты банки Суоллоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Миасиро А., Сидо Ф., Юинг М. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океанов. М., «Мир», 1973.
- Муравьев В. И. О глинообразовании в океанических осадках в юго-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 5.
- Набоко С. И., Берхин С. И. Состав и структура современных гидротермальных зеленых минералов месторождения Горячий Пляж (о. Кунашир).— В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских о-вов. М., «Наука», 1970.
- Набоко С. И. Современные фации гидротермально-измененных пород. М., «Наука», 1966.
- Никольский А. П. О гизингерите Саксаганской полосы.— Мин. сб. Львовск. геол. о-ва, 1953, № 7.
- Поляк Б. Г., Вакин Е. А., Овчинников Е. А. Гидрогеотермические условия вулканического района Камчатки. М., «Наука», 1965.
- Симанович И. М. Калиевый полевой шпат в океанах.— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 1.
- Соколова Т. Н., Дриц В. А., Соколова А. Л., Степанова К. А. Структурно-минералогическая характеристика и условия формирования лейкофиллита.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.
- Томашенко А. Н., Франк-Камеицкий В. А., Котов Н. В. Эпигенетическая зональность в координационном положении Al в диоктаэдрических минералах.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Франк-Камеицкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. Кристаллохимия трансформационных превращений глинистых минералов.— Зап. Всес. Минералог. о-ва, 1973, ч. 2.
- Франк-Камеицкий В. А., Котов Н. В., Томашенко А. Н. Синтез бейделлита и сопутствующих фаз по гелям в системе $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$.— В сб.: Кристаллография и кристаллохимия. Изд-во ЛГУ, 1973, вып. 2.
- Цеховский Ю. Г. Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-гетит-каолининовой формации. М., «Наука», 1973.
- Ципурский С. И., Дриц В. А., Чекин С. С. Выявление структурной упорядоченности нонтронитов электронографическим методом косых текстур.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10.
- Чекин С. С. Нижнемезозойская кора выветривания Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1973.
- Шутов В. Д., Дриц В. А., Сахаров Б. А. Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослюдю с эпигенеза.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.
- Юрк Ю. Ю., Штоков К. Ф., Лебедев Ю. С., Кириченко О. Н. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Симферополь, Крымиздат, 1960.
- Aori S., Kohyama N., Sudo T. An iron-rich montmorillonite in a sediment core from the northeastern Pacific.— Deep-sea Research, 1974, v. 21.
- Banks H. H. Iron-rich saponite additional data on samples dredged from the Middle Atlantic Ridge Latitude.— Smithsonian Contrib. Earth Sci., 1972, v. 9.
- Bischoff I. A. A ferroous nontronite from the Red. Sea Geothermal system.— Clays and Clay Minerals, 1972, v. 20, No. 4.
- Cole W. F., Lancucki C. J. Montmorillonite pseudomorphes affect amphibole.— Clays and Clay minerals, 1971, v. 24.
- Eggleton R. A. Nontronite topotaxial after hedenbergite.— Amer. Mineralogist, 1975, v. 60.
- Eggleton R. A. Nontronite: chemistry and X-ray diffraction.— Clay and Clay Minerals, 1977, v. 12, No. 181.
- Foster M. D. Relation between substitution and swelling in montmorillonites.— Amer. Mineralogist, 1953, v. 38.
- Grim R. E., Kulbicki G. Montmorillonite high temperature relations and classification.— Amer. Mineralogist, 1961, v. 46.
- Hacket J. P., Bischoff J. L. New data on the stratigraphy, extent and geological history of the Red Sea Geothermal deposits.— Econ. Geol., 1973, v. 68, No. 4.
- Harder H. Nontronite synthesis at low temperatures.— Chem. Geol., 1976.
- Hay R. L. Zeolites and zeolite reaction in sedimentary rocks.— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1966, No. 85.
- Hekinian R., Rosendahl B. R., Cronan D. S., et al. Hydrothermal deposits and associated basement rocks from Galapagos spreading center.— Oceanol. acta, 1978, v. 1, No. 4.
- Hekinian R., Rosendahl B. R., Cronan D. S. et al. Hidrothermal deposits and associated basement rocus from Galapagos spreading center.— Oceanol. acta, 1978, v. 1, No. 4.

- Isphording W. C.* Primary nontronite from Venezuelan Guayana.— *Amer. Mineralogist*, 1975, v. 60, No. 9—10.
- Kohyama N., Shimoda S., Sudo T.* Iron-rich saponite (ferrous and ferrie forms).— *Clays and Clay Minerals*, 1973, v. 21.
- Kohyama N., Shimoda S., Sudo T.* Iron-rich saponite (ferrous and ferrie forms).— *Clays and Clay Minerals*, 1975, v. 23.
- Lagaly M., Fernandez Gonzalez.* A Weis Problems in layer-charge determination of montmorillonite.— *Clay Minerals*, 1976, v. 11.
- Larsen E. S., Wherry E. T.* Leverierite from Colorado.— *J. Washington. Acad. Sci.*, 1917, v. 7.
- Larsen E. S., Wherry E. T.* Beideillite, a new mineral name.— *J. Washington. Acad. Sci.*, 1925, v. 15, No. 16.
- Kossovskaya A. G., Drits V. A.* The variability of mica minerals in sedimentary rocks.— *Sedimentology*, 1970, v. 15.
- Melson W. G.* Basaltic glasses from the Deep Sea Drilling Project: chemical characteristics, compositions of alteration Products, and fission track «Ages».— *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1973, v. 54, No. 11.
- Melson W. G., Thompson G.* Glassy abyssal basalts, Atlantic sea floor near St. Paul's Rocks: Petrography and composition of secondary clay minerals.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, No. 2.
- Mering J., Oberlin A.* The smectites.— In: *Electron-optical investigation of clays*. Ed. Gard J. A., London, 1971.
- Mering J.* Smectites. Soil components, 1976, v. II, No. 4.
- Miller A. R., Densmore C. D., Degens E. T., Hathawaz J. C., Manheim F. T., McFarlin P. E., Pocklington R., Jokela A.* Not brines and resent iron deposits in deeps of Red Sea.— *Geochim. et Cosmochim. acta*, 1966, v. 30, No. 3.
- Müller G., Forstner U.* Recent-iron ore formation in Lake Malawi Africa.— *Miner. Deposits*, 1972, v. 8.
- Müller G., Forstner U.* Primary nontronite from the Venezuelan Guayana: additional primary occurrences (Red Sea, Lake Malawi).— *Amer. Mineralogist*, 1976, v. 61.
- Paque H.* Evolution Géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées.— *Mémoires du service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, 1970, v. 30.
- Ross C. S., Hendricks S. B.* Minerals of the montmorillonite group.— *Prot. Pap. U. S. Geol. Surv.*, 1945, v. 205B.
- Ross C. S., Shannon E. V.* The chemical composition and optical properties of beidellite.— *J. Washington Acad. of Science*, 1925, v. 15, No. 16.
- Sherman G. D., Juava H., Uehara G., Okazaki E.* Nontronite-like minerals in Soils.— *Pacific Science Univ. of Hawai Press*, 1962, v. 16, No. 1.
- Van Andel T. H., Hearth G. R. et al.* Initial Reports Deep Sea Drilling Project, v. XVI. Washington, Government Printing Office, 1973.
- Vogt K., Koster H. M.* Zur mineralogie, kristallochemie und geochemie einiget montmorillonite ans bentoniten.— *Clay Minerals*, 1978, v. 13, No. 1.
- Weaver C. E., Pollard L. D.* The chemistry of clay minerals Elsevier Amsterdam, 1973.
- Weir A. W., Green-Kelly R.* Beidellite.— *Amer. Mineralogist*, 1962, v. 47, No. 1—2.
- Wildman W. E., Whittig L. D., Jackson M. L.* Serpentine stability in relation to formation of iron-rich montmorillonite in some California soils.— *Amer. Mineralogist*, 1971, v. 56.

УДК 553.682 (470.55),

ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ МАГНЕЗИТОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ САТКИНСКОЙ ГРУППЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Л. В. АНФИМОВ, Б. Д. БУСЫГИН, Л. Е. ДЕМИНА

Отмечается дискуссионность вопроса генезиса магнезитовых месторождений, приуроченных к карбонатным толщам. Описано два типа магнезитоносности карбонатных пород рудоносной саткинской свиты: тонкорассеянная седиментогенная минерализация и крупные, массивного сложения залежи, эпигенетические относительно вмещающих образований. Делается вывод, что магнезитовые залежи Саткинских месторождений являются метасоматическими аподоломитовыми образованиями, возникшими при катагенезе доломитов, несущих тонкорассеянный магнезит.

Саткинские месторождения кристаллического магнезита представляют собой крупнейшую базу сырья для огнеупорной промышленности СССР. Они находятся на западном склоне Южного Урала в окрестностях г. Сатки Челябинской области и приурочены к карбонатным отложениям рифея. Почти 80-летнее геологическое изучение и эксплуатация этих месторождений оставили дискуссионным вопрос о генезисе магнезита. Это не является случайным, поскольку проблема выяснения условий формирования крупных залежей кристаллического магнезита, залегающих в карбонатных осадочных толщах других месторождений мира, далеко еще не решена (Шевелев, 1977).

Все высказывания о происхождении месторождений магнезита, приуроченных к осадочным карбонатным толщам, разделяются на две группы. Одна из них объединяет взгляды о гидротермально-метасоматическом, а вторая — об осадочном генезисе рудных тел.

Применительно к Саткинским месторождениям магнезита мысль об их гидротермально-метасоматическом генезисе была впервые высказана А. Н. Заварицким (1920). В дальнейшем эта точка зрения была развита М. И. Гараном (1937), П. П. Смолиным (1961, 1976), М. М. Фадеевым (1961), А. И. Сидоренковым (1966). Сторонники этой гипотезы сходились в том, что магнезитовые залежи являются метасоматическими образованиями, но расходились в вопросе определения источников рудных растворов, которыми могли быть, по их мнению, либо глубинные магматические очаги (Заварицкий, 1920), либо рудовмещающие осадочные доломитовые толщи, давшие MgO при метаморфической дедоломитизации (Варлаков, 1960; Смолин, 1961, 1976).

Оценивая в целом эту гипотезу генезиса Саткинских месторождений магнезита, следует отметить, что наблюдения в карьерах подтверждают эпигенетический характер магнезитовых залежей, а исследования геологии рудного поля и характера вторичных изменений рудовмещающих доломитов не позволяют согласиться с тем, что магнезиальные рудные растворы должны быть связаны с глубинным магматизмом или с метаморфизмом вмещающих пород.

Гипотеза осадочного происхождения залежей магнезита Саткинских месторождений была предложена М. И. Гараном (1954). Он предполагал образование залежей магнезита путем замещения доломитовых илов в бассейне седиментации углекислым магнием еще до перекрытия их другими отложениями. Магнезитовые залежи, по его представлениям, являются раннедиагенетическими, практически седиментогенными телами, характеризующимися пластовой формой и подчиняющимися стратиграфическому контролю.

Как показали геологсразведочные работы последних лет, гипотеза осадочного происхождения оказалась верной в той части, которая касается стратиграфического контроля магнезитового оруденения. Но она обнаружила свою полную несостоятельность в отношении морфологии непластовых рудных тел.

Изложенное показывает, что ни одна из гипотез генезиса магнезитовых залежей Саткинских месторождений не может быть принята в том виде, как она была разработана ее авторами.

Нами получены новые данные по литологии рудовмещающих карбонатов и их магнезитоносности, позволяющие уточнить представления о генезисе магнезитовых залежей Саткинских месторождений, предложить геологическую модель их образования и увязать известные факты в непротиворечивую гипотезу.

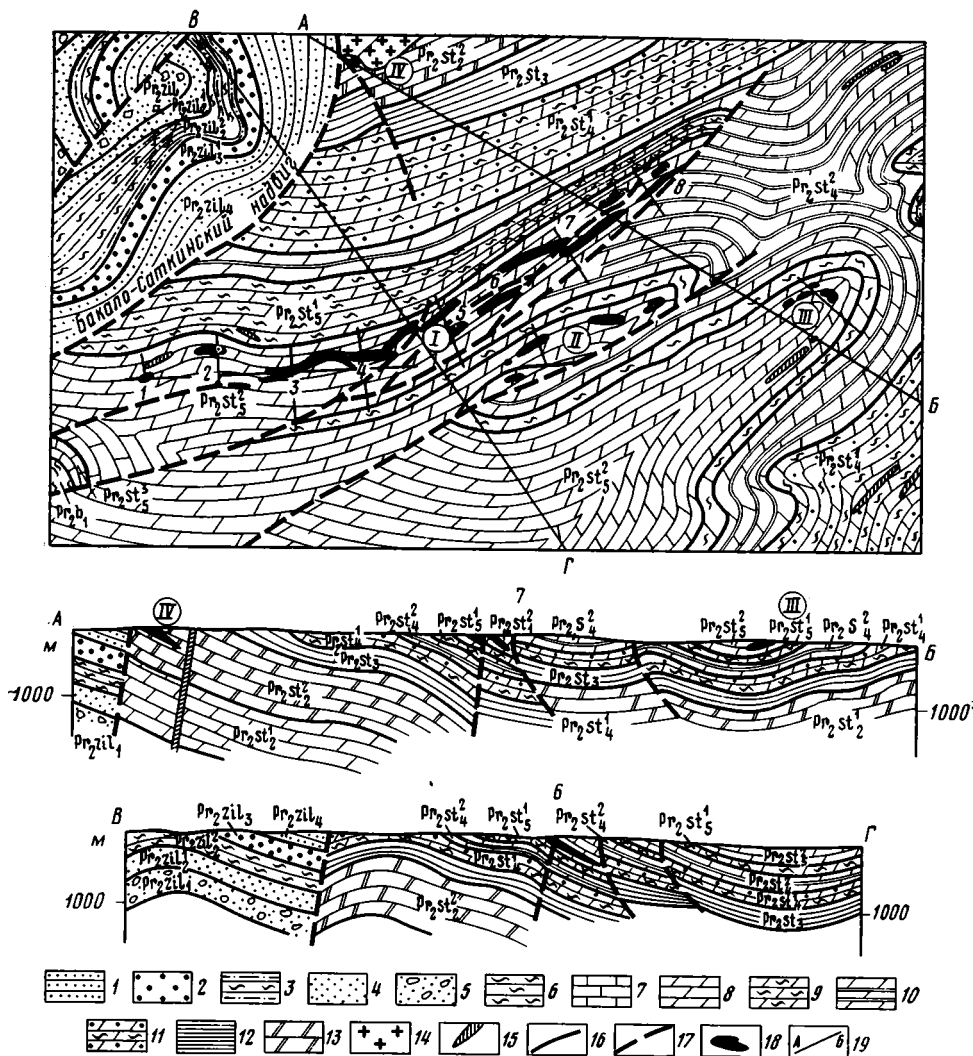
ГЕОЛОГИЯ РУДНОГО ПОЛЯ

Саткинские месторождения Бакало-Саткинского горно-промышленного района приурочены к западной структурно-фациальной зоне Башкирского мегантиклинория (Соболев, 1969). Эта зона сложена верхнепротерозойскими породами, выделенными Н. С. Шатским (1960) в рифейскую группу докембрия. В пределах рудного поля находятся Саткинское, Никольское, Березовское и Ельничное месторождения магнезита (фиг. 1). Из них Ельничное месторождение приурочено к юго-западному крылу Бердяшской антиклинали, а остальные месторождения — к Саткинской синклинали. Наиболее крупное месторождение — Саткинское. В его пределах выделяются участки Каргинский, Северо-Карагайский, Карагайский, Гологорский, Мельничный, Паленихинский, Волчьегорский и Степной, считавшиеся ранее самостоятельными месторождениями. Объединение перечисленных участков в одно Саткинское месторождение вызвано тем, что разрабатываемые в них рудные тела, по новым данным, оказались генетически приуроченными к единому магнезиторудному уровню.

Рудное поле Саткинской группы месторождений магнезита сложено отложениями саткинской свиты нижнего рифея. На северо-западе они срезаются Бакало-Саткинским надвигом, и здесь в соприкосновении с породами нижнего рифея приходят верхнерифейские образования. Мощность Саткинской свиты в пределах рудного поля около 3500 м. На севере Бакало-Саткинского района она подстилается терригенной айской свитой, а в ее южной части перекрывается филлитовидными сланцами макаровского горизонта бакальской свиты (Гарань, 1969). Нижняя и верхняя части саткинской свиты сложены преимущественно карбонатными отложениями, которым подчинены прослои глинистых сланцев и карбонатно-глинистых пород, а средняя часть свиты представлена чередующимися карбонатными, карбонатно-глинистыми образованиями и глинистыми филлитовидными сланцами (фиг. 2).

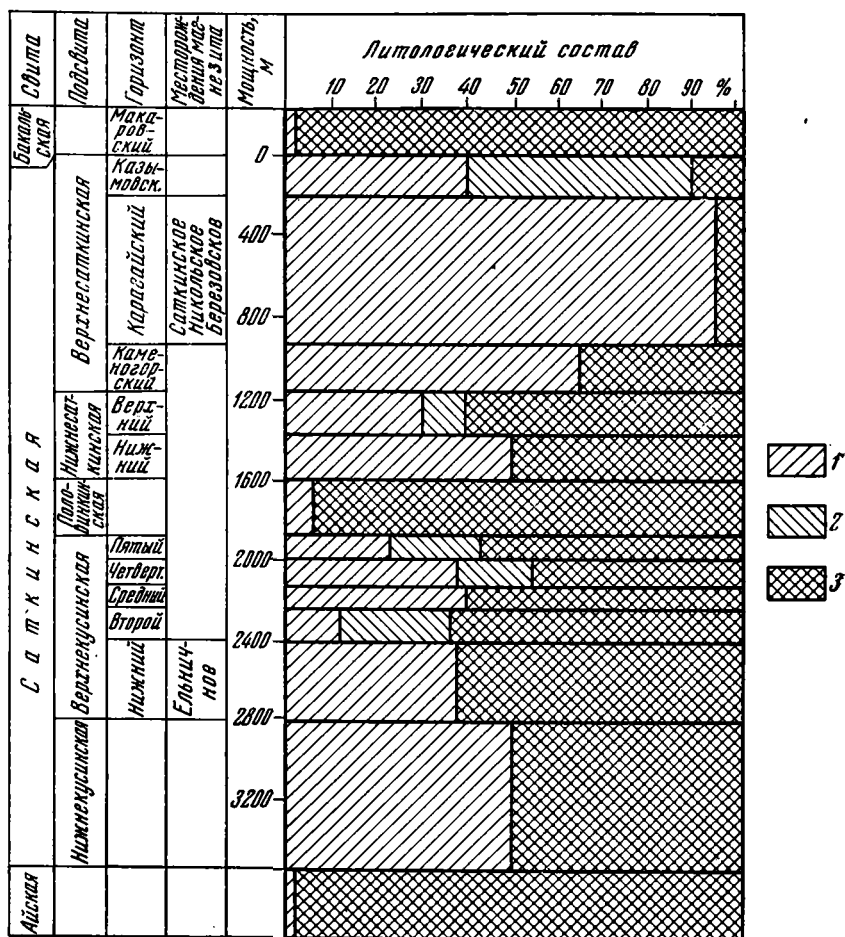
Стратиграфический разрез отложений саткинской свиты (фиг. 3) в общем виде следующий (снизу вверх):

Нижнекусинская подсвита $Pr_2st_1^1$ — доломиты нормальные, кремнистые, песчанистые, глинистые с *Conophyton* (*Collenia*) *frequens* Fenton, *Collenia undosa* Walc., *C. garani* Vol. Прослои глинистых филлитовых сланцев.



Фиг. 1. Геологическая карта рудного поля Саткинских месторождений магнетита. Составлена по материалам Бакальской геологоразведочной партии

1—5 — подсвита зильмердакской свиты: 1 — бедерышинская (zil₁), алевролиты, песчаники, глинистые сланцы, 2 — лемезинская (zil₂), кварцитовидные песчаники, 3—4 — ну-гушская (3 — кварцево-хлорито-серицитовые сланцы (zil₃), 4 — алевролиты, песчаники (zil₄)), 5 — бирьянская (zil₅), аркозовые песчаники; 6 — бакальская свита, хлорито-серицито-кварцевые сланцы; 7—13 — подсвита саткинской свиты: 7—9 — верхнесаткинская (горизонты: 7 — казымовский, известняки, 8 — карагайский, доломиты, мергели, глинистые сланцы), 10—11 — нижнесаткинская (10 — доломиты (нормальные, глинистые, песчаные), глинистые сланцы, 11 — доломиты глинистые, мергели глинистые сланцы), 12 — половинкинская, глинистые сланцы, 13 — верхнекусинская, доломиты, доломитовые известняки, карбонатно-глинистые сланцы; 14 — граниты рапакиви; 15 — дайки габбро-диабазов; 16 — геологические границы; 17 — тектонические нарушения; 18 — магнетитовые залежи; 19 — линия геологических разрезов. Месторождения магнетитов: I — Саткинское, II — Никольское, III — Березовское, IV — Ельничное. Участки Саткинского месторождения: 1 — Каргинский, 2 — Северо-Карагайский, 3 — Карагайский, 4 — Гологорский, 5 — Мельничный, 6 — Паленихинский, 7 — Волчьегорский, 8 — Степной



Фиг. 2. Литологический состав саткинской свиты
1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — глинистые сланцы

Верхнекусинская подсвита, $Pr_2st_1^1$ — доломиты, известняки, глинистые сланцы, магнезиты; $Pr_2st_2^2$ — доломиты (нормальные и песчаные), редко известняки и глинистые филлитовидные сланцы; $Pr_2st_3^3$ — строматолитовые доломиты с *Kussiella kussiensis* Masl., *Collenia buriatica* var. *grande* Masl.; $Pr_2st_4^4$ — известняки, мергелистые доломиты, глинистые сланцы; $Pr_2st_5^5$ — доломиты, реже известняки.

Половинкинская подсвита, Pr_2st_6 — филлитовидные сланцы.

Нижнесаткинская подсвита, $Pr_2st_7^1$ — доломиты нормальные, глинистые, песчаные; $Pr_2st_8^2$ — доломиты глинистые и мергельные, глинистые филлитовидные сланцы.

Верхнесаткинская подсвита, $Pr_2st_9^1$ — доломиты, известняки нормальные и глинистые; $Pr_2st_{10}^2$ — доломиты нормальные, глинистые и мергельные сланцы, магнезиты; $Pr_2st_{11}^3$ — известняки.

Породы, слагающие саткинскую свиту, составляют непрерывный ряд литологических образований, крайними членами которого являются, с одной стороны, чисто карбонатные разности (доломиты и немного известняков), а с другой — терригенные (углисто-глинистые и углисто-алеврито-глинистые сланцы). Текстуры пород весьма разнообразны: седиментогенные (слоистая, массивная, оолитовая); диагенетические (брекчиевидная); катагенетические (полосчатая, пятнистая, брекчиевая, стилолитовая).

вая); метагенетические (прожилковая, гнездовая, сланцевая).

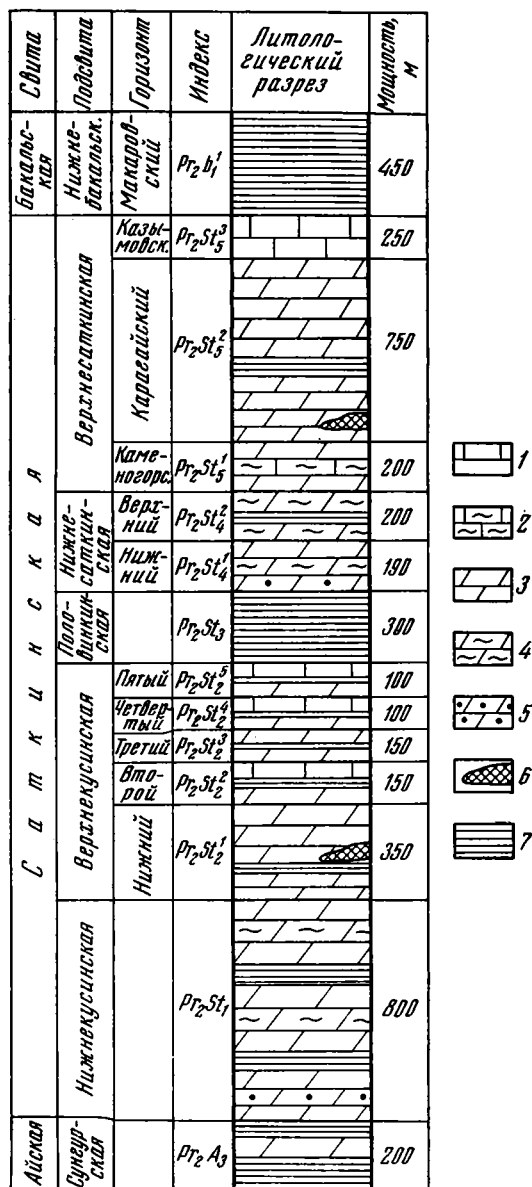
Проявления магматизма выразились во внедрении в северной части рудного поля гранитоидов Бердяушского массива и в повсеместном развитии серии жильных образований габбро-диабазовой формации. Бердяушская интрузия относится к позднепротерозойской гранитной формации Урала (Штейнберг, 1969) с абсолютным возрастом гранитов рапакиви в 1400 ± 100 млн. лет (Овчинников и др., 1964). Тела габбро-диабазов образуют дайки и силлы. В зонах экзоконтакта интрузий породы саткинской свиты метаморфизованы (Гарань, 1957).

Несмотря на свою древность, породы саткинской свиты претерпели в целом незначительные региональные изменения. Они прошли полностью стадию глубинного катагенеза и частично подверглись метакатагенезу.

МАГНЕЗИТОНОСНОСТЬ САТКИНСКОЙ СВИТЫ

Магнетитоносными отложениями саткинской свиты являются только карбонатные породы. Следует указать, что существует два типа магнетитоносности этих образований. Из них первый выражен убогой и тонкорассеянной вкрапленностью магнетита, стратиграфически и территориально широко распространенной в карбонатах свиты на рудном поле и за его пределами. Второй тип представлен различными по морфологии, явно эпигенетическими телами кристаллического магнетита, приуроченными к определенным стратиграфическим горизонтам саткинской свиты.

Встречаемость (вероятность нахождения) тонкорассеянного магнетита в карбонатах различных частей свиты неодинакова. В карбонатах основного магнетитоносного уровня — карагайского горизонта ($Pr_2St_3^2$) — встречаемость составляет около 90%. Карбонаты другого магнетитоносного уровня — верхнекусинской подсвиты ($Pr_2St_4^1$) — также характери-

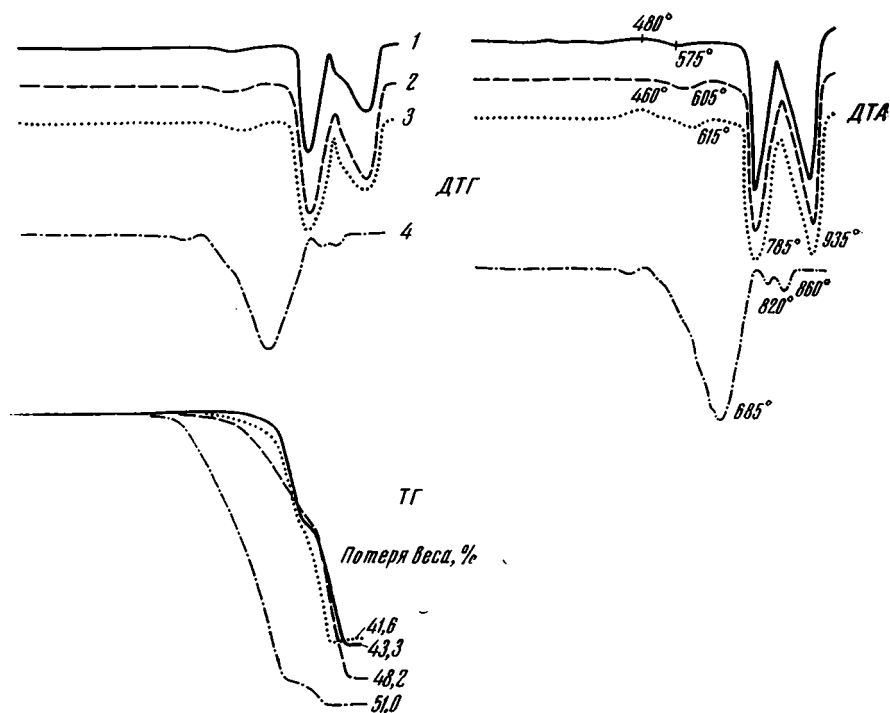


Фиг. 3. Стратиграфическая колонка бурзянской серии нижнего рифея Саткинского рудного поля. Составлена по материалам Бакальской геологоразведочной партии

1 — известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — доломиты; 4 — глинистые доломиты; 5 — песчанистые доломиты; 6 — магнетитовые залежи; 7 — глинистые филлитовидные сланцы

зуются достаточно высокой встречаемостью тонкорассеянного магнетита — 60—70%. В карбонатных породах других стратиграфических подразделений саткинской свиты его встречаемость невысокая, <30%. Данные о встречаемости магнетита приводятся по материалам исследования 230 проб карбонатов, взятых как на рудном поле, так и за его пределами.

Следует указать, что такой же тонкорассеянный магнетит был обнаружен и в карбонатных породах других свит рифея Башкирского мегантиклинория — авзянской и суранской (Анфимов и др., 1976), с которыми



Фиг. 4. Дериватограммы карбонатов карагайского горизонта на Саткинском месторождении

1—2 — доломит массивный (1 — Карагайский участок, 2 — Волчегорский участок); 3 — доломит толстослоистый (Карагайский участок); 4 — магнетит (Волчегорский участок)

связаны крупные пока еще не эксплуатируемые магнетитовые месторождения. Таким образом, широкое развитие тонкорассеянного магнетита в качестве самостоятельной минеральной фазы в составе карбонатов магнетиторудных толщ является элементом металлогенической специализации.

Тонкорассеянный магнетит в карбонатах саткинской свиты был обнаружен термогравиметрическим анализом, выполненным В. Г. Петрищевой на дериватографе фирмы МОМ. Значения максимумов температур, при которых протекали эндотермические реакции диссоциации тонкорассеянного магнетита, колеблются в пределах 580—625°C (фиг. 4). Центрифугированием из порошковых проб карбонатов были получены тяжелые фракции с плотностью $>2,9 \text{ г/см}^3$, дифрактометрическое исследование которых, сделанное И. Г. Демчук, показало присутствие в них магнетита. Содержание тонкорассеянного магнетита в карбонатах саткинской свиты обычно колеблется от долей процента до 2—3, редко 5%.

Выходы саткинской свиты протягиваются к югу от Уванской антиклинали, расположенной примерно в 25 км от г. Сатки. В ней карбонаты

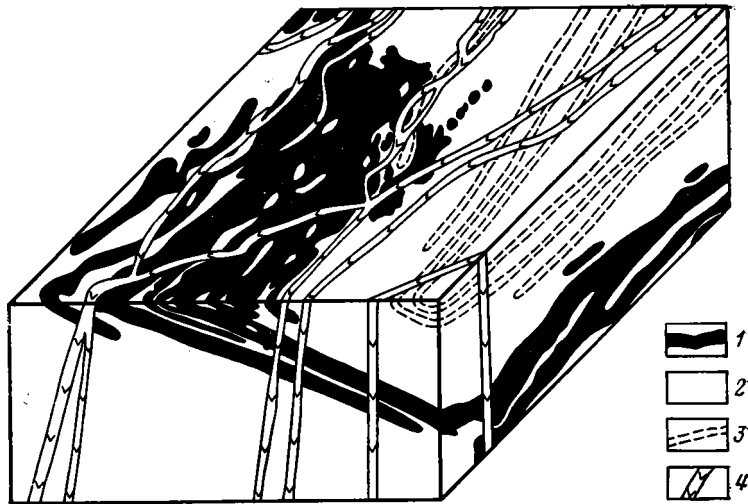
саткинской свиты тоже содержат тонкорассеянный магнезит. Залежи этого полезного ископаемого здесь геологоразведочными работами не обнаружены. Магнезитовая минерализация отмечена как в доломитах, так и в известняках, и ее концентрация в тех и других породах в целом одинакова.

Объяснение парагенезов магнезит — доломит и магнезит — кальцит (известняк) можно найти, если обратиться к физико-химическим исследованиям условий образования карбонатных пород. Так, экспериментальное исследование равновесия системы $MgO-CaO-CO_2-H_2O$ при $T = 20^\circ C$ и $P_{атм}$ (Казаков и др., 1957) показало, что по истечении достаточно длительного времени (более года) выпадает донная фаза, состоящая из кальцита и тонкорассеянных мгноводных соединений углекислого Mg типа несквегонита, артинита, гидромагнезита и т. п. Доломит в этих условиях из раствора не выпадает. Эксперименты по изучению условий доломито- и магнезиитообразования из вод углемагнезиевого типа, выполненные В. М. Левченко, Н. И. Перовой, В. С. Лазаревым (1975), подтверждают невозможность образования седиментогенного доломита и указывают на раздельное, но практически одновременное выпадение карбонатов Ca и Mg. Об этом же свидетельствуют и многие работы зарубежных исследователей (Fairbridge, 1957; Ingerson, 1962; и др.). Это позволяет предполагать, что сами известняки саткинской свиты и тонкорассеянный в них магнезит являются по своей природе седиментогенными, а доломиты с таким же содержанием магнезита представляют собой вторичные апоизвестковые образования.

На Урале присутствие тонкорассеянного магнезита впервые было отмечено Н. М. Страховым и А. И. Цветковым (1944) в породах гипсово-ангидритовой толщи кунгурского яруса Чусовского и Ишимбаевского районов. Эти исследователи объясняли происхождение магнезита осаждением его высоким щелочным резервом из вод осолоняющихся лагун, богатых Ca и Mg.

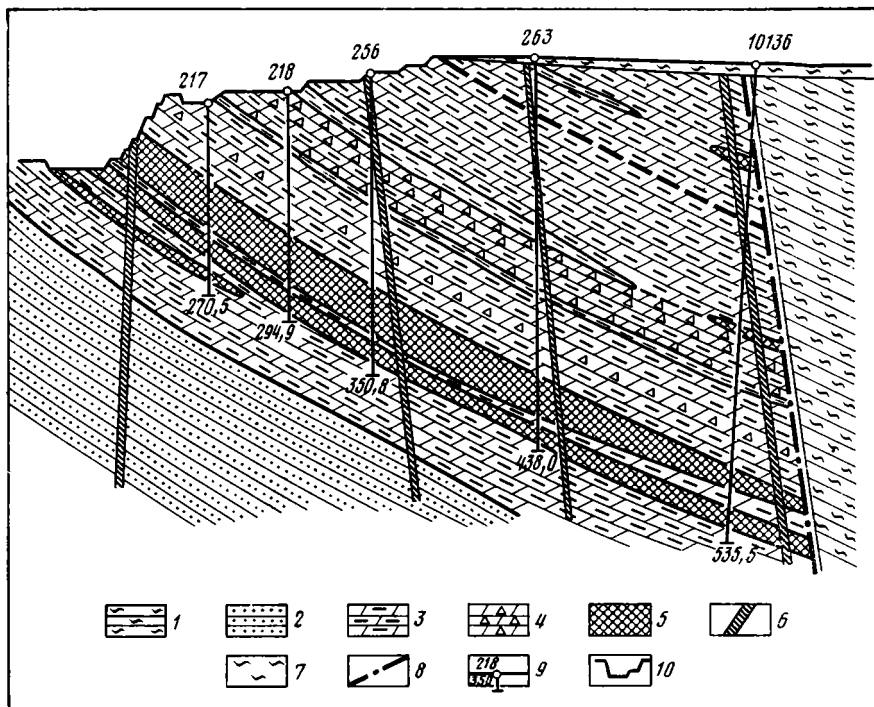
В саткинской свите встречено два стратиграфических уровня, к которым приурочены залежи кристаллического магнезита. Нижний из них относится к верхнекусинской подсвите (см. фиг. 3), с образованиями которой связано Ельничное месторождение (см. фиг. 1), включающее около 3% запасов Саткинского рудного поля. Верхним и самым главным стратиграфическим уровнем являются породы верхнесаткинской подсвиты. С ними связаны все основные месторождения магнезита, содержащие до 97% запасов рудного поля. Следует указать, что в верхнесаткинской подсвите все месторождения магнезита приурочены к одному горизонту — карагайскому, выделяющемуся среди других подразделений саткинской свиты тем, что он сложен весьма чистыми доломитами, среди которых присутствуют редкие прослои глинистых пород (см. фиг. 2). В других частях саткинской свиты магнезитовые залежи не обнаружены, а в карбонатных отложениях установлено лишь присутствие незначительных содержаний тонкорассеянного магнезита.

Форма магнезитовых залежей неправильная пластообразная и линзовидная. На фиг. 5 видно «тупое» выклинивание магнезитового тела, местами его расщепление, присутствие внутри него останцов доломита, а в зоне экзоконтакта — штокообразных и неправильно-линзовидных мелких рудных залежей — сателлитов. Подобная форма свойственна всем эксплуатирующимся рудным залежам месторождений Саткинской группы и это со всей очевидностью выявляется только на трехмерном изображении. Подтверждением изложенного служит геологический разрез на фиг. 6, который в более крупном масштабе изображает рудное тело, показанное на переднем срезе блок-диаграммы (см. фиг. 5). На геологическом разрезе фиг. 6 эта магнезитовая залежь выглядит как типичное пластовое тело, залегающее согласно с вмещающими породами. Анализ морфологии магнезитовых залежей по мелкомасштабным геологическим



Фиг. 5. Блок-диаграмма северо-восточной части Карагайского участка Саткинского месторождения магнезита. Построена по материалам эксплуатационных и разведочных горных работ

1 — магнезит; 2 — доломит; 3 — сланцы глинистые; 4 — дайки габбро-диабазов

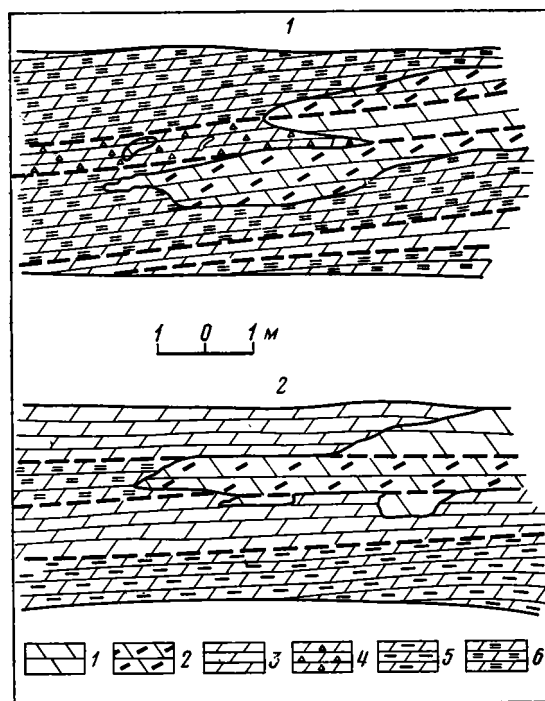


Фиг. 6. Геологический разрез северо-восточной части Карагайского участка Саткинского месторождения магнезита, по данным Бакальской ГРП

1 — нижнесаткинская подсвита, глинистые сланцы; верхнесаткинская подсвита: 2 — глинистые и песчанистые доломиты каменногорского горизонта; 3—4 — доломиты карагайского горизонта (3 — слоистые, 4 — брекчиевидные); 5 — магнезиты; 6 — дайки габбро-диабазов; 7 — делювиальные глины; 8 — тектонические нарушения; 9 — буровые скважины, их номер и глубина забоя; 10 — контуры карьеров

разрезам и послужил причиной неверного заключения об их пластовом характере.

В пределах карагайского горизонта оруденение установлено на трех стратиграфических уровнях: нижнем, среднем и верхнем. Все промышленные залежи магнезита, морфология которых описана выше, приурочены к нижнему уровню. Средний и верхний уровни магнезитового оруденения содержат мелкие линзы, гнезда и прожилки магнезита. Необходимо отметить, что нижний рудоносный уровень карагайского горизонта в пространствах между промышленными залежами магнезита трассируется



Фиг. 7. Унаследованные текстуры доломитов в магнезитах. Саткинское месторождение, участки Волчьегогорский (1) и Голоторский (2)

1—2 — магнезит: 1 — массивный, 2 — полосчатый; 3—6 — доломит: 3 — массивный, 4 — брекчиевидный, 5 — толстослойный, 6 — тонкослойный; пунктир — литологические границы

по падению и простиранию цепочкой маломощных магнезитовых линз, гнезд и прожилков.

Весьма характерны для магнезитовых залежей неровные контакты, обуславливающие их фестончатые контуры. Характер выклинивания по простиранию крупных промышленных магнезитовых тел весьма специфичен и может быть клинообразным, расщепляющимся, тупым и ступенчатым. Несомненно, что тип выклинивания определяется характером макротекстуры вмещающих залежи доломитов. Так, клинообразное и тупое выклинивание свойственно залежам магнезита, приуроченным к брекчиевидным и массивным доломитам, а расщепляющееся и ступенчатое — к слоистым.

Текстуры магнезитов унаследованы от вмещающих доломитов. Практически у каждой текстурной группы доломитов имеются текстурные аналоги магнезитов. В стенках карьеров наблюдаются различные ста-

дии процесса унаследования магнезитами текстур вмещающих доломитов. Это особенно хорошо проявляется в зоне выклинивания магнезитовых залежей и на периферии останцов доломита внутри рудных тел. Можно совершенно отчетливо видеть, как слоистость доломитов по своему простираению продолжается в магнезитовую залежь, где она находит свое выражение в полосчатости магнезита (фиг. 7). При этом все морфологические особенности слоев и мощности элементарных слоев доломита целиком и полностью отражаются в текстуре магнезита. Помимо слоистости магнезиты наследуют от доломитов стилолитовые швы и брекчиевидную структуру.

В магнезитах по сравнению с доломитами в 1,5—2 раза увеличено содержание MgO и в 10—15 раз уменьшено количество CaO . Для рудовмещающих доломитов устанавливается связь их химического состава с текстурными особенностями. Так, в слоистых доломитах с повышенным количеством глинистого материала возрастают содержания SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO . В массивных и брекчиевидных доломитах эти окислы обнаруживаются в пониженных количествах. Подобная же закономерность отмечена и для магнезитов. Это указывает, что наряду с текстурными признаками магнезиты унаследовали от доломитов и характерные петрохимические особенности.

ПРИРОДА РУДНЫХ РАСТВОРОВ, ОБУСЛОВИВШИХ ОБРАЗОВАНИЕ АПОДОЛОМИТОВЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ЗАЛЕЖЕЙ МАГНЕЗИТА

Многолетними геологоразведочными работами на рудном поле Саткинских месторождений не обнаружены какие-либо рудоподводящие каналы под магнезитовыми залежами, свидетельствующие о перемещении Mg -содержащих растворов из глубин, хотя были пробурены десятки глубоких структурных скважин. Дизъюнктивные нарушения (см. фиг. 1), к которым пространственно тяготеют магнезитовые залежи, — пострудные, вдоль них в доломитах не отмечается какой-либо магнезитовой минерализации. Достаточно определенно пока можно судить лишь о движении рудных растворов внутри карагайского горизонта, свидетельством чего является строение нижнего магнезитоносного уровня, где крупные метасоматические залежи магнезита чередуются с зонами прожилково-гнездово-вкрапленного оруденения.

Невысокая степень постдиagenетических изменений карбонатных пород, претерпевших глубинный катагенез и лишь затронутых метатенезом, не позволяет предполагать формирование рудных растворов за счет метаморфической дедоломитизации доломитов рудного поля. Граниты Бердяшского массива и дайки габбро-диабазов секут и слабо метаморфизуют магнезиты, что свидетельствует об их пострудном возрасте и об отсутствии связи этих магматических тел с образованием магнезиальных растворов.

Представление о том, какие воды входили в состав рудных растворов — ювенильные или седиментогенные, дают анализы водных вытяжек из доломитов карагайского горизонта (таблица). Получение вытяжек осуществлялось экстрагированием 200 см^3 дистиллированной воды 100 г измельченной породы (размер частиц $0,1\text{ мм}$) при непрерывном встряхивании в течение 30 мин . Отфильтрованный экстракт анализировался. При этом pH определены колориметрически, Br^- и I^- — гипохлоритным иодометрическим, Cl^- — объемным аргентометрическим и F^- — цирконализариновым колориметрическим методами.

Почти полное отсутствие F в водных вытяжках из магнезитов и доломитов можно связывать с тем, что ювенильные воды не проникали в породы карагайского горизонта. Отсутствие I объясняется высокой подвижностью этого элемента в условиях глубинного катагенеза ($150\text{—}200^\circ\text{C}$,

по Логвиненко, 1968). Отношения Вг/Сl являются вполне обычными для нормальных осадочных пород морского генезиса.

Спектральным полуколичественным анализом в рудовмещающих доломитах и магнезитах карагайского горизонта велись поиски следующих микроэлементов: Cr, Mn, Ti, V, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Sn, Ga, Zr, Be, Y, Yb, Te, Ag, Se, Ba, Li, As, Sb, W, Bi, Cd, Ge, Nb, Ta, Au. При этом было обнаружено постоянное присутствие Mn, Ti, Ba, Ni и спорадическое Cu, Pb, Zr. Прочие элементы из перечисленных либо отсутствуют, либо встречаются крайне редко. Таким образом, состав водных вытяжек и микроэлементов дает основание считать, что вода рудных растворов была по своей природе, вероятнее всего, седиментогенной.

Состав водных вытяжек из пород и руд скв. 10 480

№ образца	П. рода	Глубина, м	pH	Br-	Cl-	F-	Br/Cl $\times (10^3)$
1	Доломит	167,2	7,6	0,06	9,43	Н. о	6,36
2	Магнезит	168,5	7,8	0,04	7,80	0,02	5,12
3	Доломит	202,0	7,4	0,06	7,94	Н. о	7,55
4	Магнезит	208,3	7,6	0,06	7,65	»	7,84
5	То же	210,5	7,6	0,06	9,50	»	6,32
6	Доломит	248,4	7,2	0,12	16,38	0,12	7,33

Примечания. Анализы выполнены в лаборатории региональной гидрогеологии Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР в г. Свердловске под руководством А. И. Ковальчука. Содержания элементов, извлеченных экстрагированием из 100 г исходной пробы, даны в мг. Н. о. — не обнаружено.

Приходя к выводу о седиментогенной природе воды рудных растворов, мы должны искать источник Mg в составе осадочных образований, вмещающих залежи магнезита. Как на такой источник, обратим внимание на уже рассмотренную ранее седиментогенную магнезитоносность карбонатов саткинской свиты и ее основного рудоносного уровня — карагайского горизонта. При этом следует ориентировочно оценить количество тонкорассеянного магнезита на какой-то ограниченной площади, вмещающей Саткинское рудное поле и приравненной для удобства расчетов к квадрату со стороной в 20 км. Такое допущение в размерах выбранной нами расчетной территории вполне возможно, так как известно, что и в 25 км от г. Сатки (Уванская антиклиналь) в карбонатных породах карагайского горизонта встречается рассеянный магнезит. Площадь выбранной нами расчетной территории составит 4000 км². Средняя мощность отложений карагайского горизонта — 750 м (см. фиг. 3), из которых на карбонаты приходится не менее 600 м. Таким образом, объем карбонатных пород на расчетной территории будет $V = 4 \times 10^8 \times 6 \times 10^2 = 24 \cdot 10^{10} \text{ м}^3$. Причисляя, что в подавляющем количестве карагайский горизонт сложен доломитами с плотностью в среднем 2,85 г/м³, их вес в вычисленном объеме составит: $P = 24 \times 10^{10} \times 2,85 = 68,4 \cdot 10^{10} \text{ т}$. При условии, что содержание рассеянного магнезита в доломитах в среднем составляет 0,5 вес. % (это значительно меньше, чем определяется по данным многочисленных термогравиметрических анализов), общее количество этого минерала в вычисленной массе доломита будет

$$Q = \frac{68,4 \times 10^{10} \times 0,5}{10^3} = 34,2 \cdot 10^8 = 3,42 \text{ млрд т. Это более чем в 10 раз превышает}$$

количество магнезита, сосредоточенное в рудных телах всех Саткинских месторождений.

Выполненный расчет показывает, что масса тонкорассеянного магнезита в карбонатных породах карагайского горизонта весьма значительна в абсолютном выражении и ее можно рассматривать как наиболее вероятный источник Mg для формирования рудных растворов.

В геологической истории формирования магнезитовых залежей выделяются три этапа: дорудный, рудогенный и пострудный.

Дорудный этап охватывает седиментогенез карагайского времени позднего протерозоя, когда в обширном мелководном морском бассейне эвапоритового типа (Анфимов и др., 1978) отлагались известковые осадки, содержащие тонкорассеянные многоводные углекислые соли Mg типа несквегонита, артинита, гидромагнезита и т. п. С этим же этапом связано преобразование бассейна осадконакопления в бассейн породообразования. Известковые осадки, взаимодействуя с наддонными водами, содержащими повышенные количества Mg, на стадии раннего диагенеза превращались в доломитовые илы. Модуль $MgCO_3/CaCO_3$ в карагайских доломитах обычно составляет 0,79—0,82 вместо 0,84, собственного минералу доломиту. Как видно, некоторый недостаток $MgCO_3$ в карагайских доломитах указывает на то, что процесс замещения $Ca—Mg$ в известковых илах полностью не завершился. Присутствие среди доломитов карагайского горизонта за пределами рудного поля (Уванская антиклиналь) известняков с тонкорассеянным магнезитом подтверждает вторичное происхождение доломитов.

Рудогенный этап относится к стадии катагенеза карбонатных пород карагайского горизонта, ход которого в значительной мере определялся гидрогеологическими условиями бассейна породообразования. При этом карбонаты частично перекристаллизовались, тонкодисперсные многоводные соединения углекислого Mg преобразовались в магнезит, в составе глинистой примеси возникли гидрослюды поли типа 1M и магнезиальные хлориты, образовались структуры внутрислоевого растворения — стилолиты (Бушинский, 1961) и продукты совокупного действия: растворения карбонатов и разгрузок подземных минерализованных вод — эпигенетические карбонатные брекчии.

Именно с этим этапом связано формирование залежей магнезитов, возникших тогда, когда вмещающие их доломиты были уже полностью литифицированы. Неправильная и сложная форма залежей, их «тупое» выклинивание, неровные контакты и их секущий характер, унаследованные магнетитами текстур вмещающих доломитов, отсутствие явлений облеkania доломитами магнезитовых образований и многие другие признаки свидетельствуют о катагенетической природе магнезитовых рудных тел. Частичная перекристаллизация карбонатов, сочетающаяся с изменением первичного состава глинистого материала, характеризует глубинный (поздний) катагенез, протекавший при $T=150—200^\circ C$ и $P=1500—2000$ атм (Логвиненко, 1968). При этих термодинамических параметрах становится возможным растворение тонкорассеянного магнезита в доломитах пластовыми, седиментогенными водами, перенос Mg в растворах в другую термодинамическую и физико-химическую обстановку, где происходило образование метасоматических магнезитовых залежей.

Геологоразведочные работы устанавливают, что вниз по падению магнезитовые залежи выклиниваются и на значительных глубинах (>600 м) не встречаются. Это позволяет предполагать, что рудные растворы двигались снизу вверх по доломитам карагайского горизонта и, попадая в приповерхностных частях в области пониженных давлений, утрачивали часть растворенной CO_2 , что нарушало их физико-химическое равновесие. Поэтому в глубинных частях магнезитовые залежи и не могли формироваться. Они могли возникнуть только в приповерхностных частях геологических структур, где происходила дегазация растворов и растворимость Mg резко уменьшалась. Можно предположить, что магнезитовый метасоматоз развивался преимущественно в тех карбонатах, которые содержали наиболее высокие седиментогенные концентрации тонкодисперсного магнезита и наименьшее количество терригенных при-

месей, представленных главным образом магнезиальными хлоритами. При этом следует отметить, что максимальные содержания седиментогенного тонкорассеянного магнезита в карбонатных породах на западном склоне Урала могут достигать в докембрийских отложениях 18% (Минь-ярская свита, пос. Инзер, Южный Урал), а в палеозойских — 16—26% (карбон, пос. Лызово, Северный Урал). Вероятно, что подобные седиментогенные концентрации магнезита были в местах современного залегания эпигенетических тел кристаллического магнезита. Такие зоны с повышенным содержанием седиментогенного магнезита и явились причиной избирательного магнезитового метасоматоза в условиях катагенеза. Высвободившаяся при метасоматозе СаО выносилась восходящими пластовыми водами за пределы рудного поля.

Пострудный этап связан с метагенезом вмещающих пород и магнезитов. С этим этапом связывается внедрение магматических тел и образование современной тектонической структуры рудного поля. При метагенезе доломитов и магнезитов возникли полнокристаллические, нередко мраморовидные структуры, полосчатые и гнездово-прожилковые текстуры, произошло преобразование выделений органического вещества в шунгит, переход гидрослюд политипа 1М в гидрослюды политипа 2М. Метагенетическая перекристаллизация доломитов и магнезитов сопровождалась автолизией, вследствие чего межзерновые пространства в этих породах оказались заполненными углисто-глинистым материалом. Гнездово-прожилковые текстуры в магнезитах всегда крупнее этих же структур, развитых во вмещающих доломитах, что свидетельствует об одновременном воздействии на магнезиты и доломиты агентов метагенеза. Это значит, что к началу метагенеза магнезитовые залежи уже сформировались.

Предложенная модель формирования магнезитовых залежей достаточно удовлетворительно разъясняет главные особенности геологии Саткинских месторождений — почему, с одной стороны, рудные тела, несомненно, эпигенетичны по отношению к вмещающим доломитам, а с другой — их размещение подчиняется четкому стратиграфическому контролю. Все это объясняется тем, что магнезитовое оруденение автогенетично по отношению к саткинской свите как формации и аллогенетично относительно непосредственно вмещающих его пород (Холодов, 1970).

Таким образом, магнезитовые залежи Саткинских месторождений являются метасоматическими аподоломитовыми образованиями, возникшими при катагенезе доломитов, несущих тонкорассеянную экзогенную магнезитовую минерализацию.

ЛИТЕРАТУРА

- Анфимов Л. В., Сульман А. М., Петрищева В. П. Особенности минерального состава карбонатных отложений рифея Башкирского мегантиклинория. — Ежегодник-1975. Ин-т геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1976.
- Анфимов Л. В., Бусыгин Б. Д., Сульман А. М. Условия карбонатного осадконакопления и его связь с оруденением в саткинской и бакальской свитах рифея западного склона Южного Урала. — В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Тезисы докладов Всесоюзного семинара. Ростов-на-Дону, Изд-во Ростовск. ун-та, 1978.
- Бушинский Г. И. О стилолитах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 8.
- Варлаков А. С. К вопросу о дедоломитизации и образовании магнезитов. — Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 2.
- Гарань М. И. Саткинские месторождения магнезита. Уральская экскурсия. — В кн.: XVII сессия МГК. М., ГОНТИ, 1937.
- Гарань М. И. Месторождения кристаллического магнезита Саткинского района (Южный Урал). — В кн.: Минералогия Урала, т. 1. М. — Л., Из-во АН СССР, 1954.
- Гарань М. И. Геологическое строение и полезные ископаемые Бакало-Саткинского района. — В кн.: Вопросы развития Бакальской рудной базы. Свердловск, 1957.
- Гарань М. И. Верхний докембрий (рифей). — В кн.: Геология СССР, т. XII, ч. 1, М., «Недра», 1969.
- Заварицкий А. Н. Результаты исследований магнезитовых месторождений в Саткинском районе в 1918 г. — Горное дело, 1920, № 2—3.

- Казаков А. В., Тихомирова М. М., Плотникова В. И. Система карбонатных равновесий (доломит, магнезит).—Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол., 1957, вып. 152.
- Левченко В. М., Петрова Н. И., Лазарев В. С. Об условиях образования доломита.—Гидрохим. материалы, 1975, вып. 62.
- Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968.
- Овчинников Л. Н., Дунаев В. А., Краснобаев А. А. Материалы к абсолютной геохронологии Урала. Абсолютный возраст геологических формаций.—В кн.: XXII сессия МГК. Доклады советских геологов. М., «Наука», 1964.
- Сидоренков А. И. О локализации и генезисе магнетитового оруденения в Саткинском районе.—Тр. СГИ, 1966, вып. 48.
- Смолин П. П. К вопросу о генезисе Саткинских магнезитов.—В кн.: Тезисы докладов I Уральского петрографического совещания, т. III. Свердловск, 1961.
- Смолин П. П. Условия формирования месторождений магнезита, талька и брусита в эволюции магнезиально-карбонатных толщ.—В кн.: XXV сессия МГК. Доклады советских геологов. М., «Наука», 1976.
- Соболев И. Д. Центральное-Уральское поднятие.—В кн.: Геология СССР, т. XII, ч. 1, кн. 2. М., «Недра», 1969.
- Страхов Н. М., Цветков А. И. К вопросу о распространении магнезита в осадочных породах.—Зап. ВМО. Сер. 2, 1944, вып. 73, № 4.
- Фадеев М. И. К вопросу о происхождении Саткинских кристаллических магнезитов.—Огнеупоры, 1961, № 10.
- Холодов В. Н. О типах концентрации редких элементов в осадочных породах и некоторых общих вопросах теории рудообразования.—В сб.: Состояние и задачи советской литологии, т. II. М., «Наука», 1970.
- Шатский Н. С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы.—В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд. АН СССР, 1960.
- Шевелев А. И. К вопросу образования месторождений магнезита.—Геол. и геофиз., 1977, № 8.
- Штейнберг Д. С. Интрузивные формации.—В кн.: Геология СССР, т. XII, ч. 1, кн. 1. М., «Недра», 1969.
- Fairbridge R. W. The Dolomite Question. Symp. Regional Aspects of Carbonate Decomposition.—Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ., 1957, № 5.
- Ingerson E. Problems of the Geochemistry of Sedimentary Carbonate Rocks.—Geochim. et cosmochim. acta, 1962, 26.

Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР,
Свердловск

Дата поступления
11.III.1979

УДК 553.492 : 551.734.551.735 (574.1)

**ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОГРАНИЧНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ $D_3 - C_1$ НА ЮГО-ЗАПАДЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО
КАЗАХСТАНА (В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ БОКСИТОВ)**

Б. М. МИХАЙЛОВ, В. А. НИКОЛАЕВ, Э. И. ГАЛИЦКАЯ

Изучение литологических особенностей и вещественного состава разрезов $D_3 - C_1$ отложений на юго-западе Казахского нагорья в пределах Мийкайнарской и Кашкентензской мульд и бугра Куарал позволило установить, что условия осадконакопления в то время не были благоприятными для бокситообразования, но не исключали возможности накопления марганца, железа, цинка и свинца. Позднедевонское время характеризуется активной тектонической деятельностью в аридных условиях, где не могли формироваться площадные коры выветривания. В раннекаменноугольное время эта территория попадает в зону активизации вулканизма, в результате чего накапливаются значительные массы пеплового материала и кремнезема, исключающие возможность обособленных накоплений глинозема в форме бокситов.

В окружении Казахского нагорья — на Урале, в Средней Азии, на Салаире — известны рудопоявления и месторождения бокситов, приуроченные к стратиграфическим перерывам в толще средне-палеозойских отложений. Несмотря на интенсивные поиски, на тех же стратиграфических уровнях в Центральном Казахстане до сих пор бокситов не обнаружено, хотя этому вопросу за последние годы уделялось много внимания.

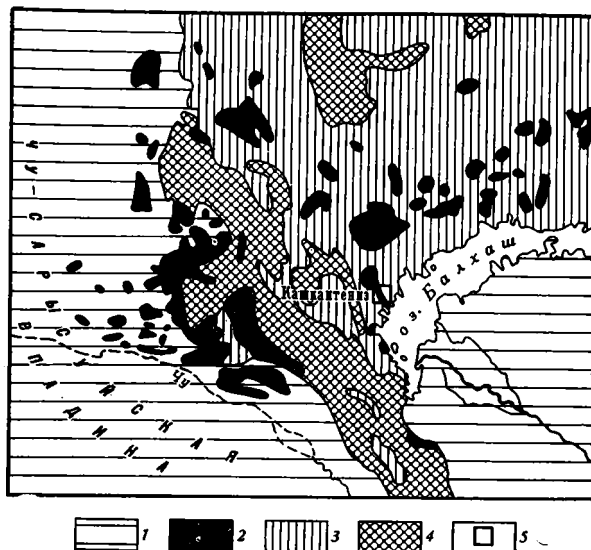
Одним из первых на возможность обнаружения бокситовых месторождений в палеозое Центрального Казахстана обратил внимание Б. А. Тюрин (1959). В 1958 г. Г. И. Бушинский писал о перспективности на бокситы каменноугольных угленосных пород Экибастуза. С 1969 г. началось планомерное изучение палеозойских толщ Центрального Казахстана с целью обнаружения в них бокситов.

После открытия бокситов в верхнеордовикских отложениях к юго-западу от Целинограда в 1970 г. появился ряд статей, посвященных как этому рудопоявлению (Долгополов, Бахтеев и др., 1971; Груздева, 1975), так и общим проблемам бокситоносности палеозоя Казахстана (Бент, 1970; 1971; Александров, 1973; Мурзалиев, 1976; Шатурный, Эльгер, 1976; Кирпаль, 1972, 1976).

Все исследователи дают в большей или меньшей мере обнадеживающий прогноз на обнаружение промышленных месторождений бокситов в палеозойских толщах Центрального Казахстана, предлагая различные прогнозные рекомендации.

Так, О. И. Бент пишет, что наиболее перспективными площадями на поиски бокситов являются северное, северо-западное и южное Прибалхашье и некоторые другие районы, где толщи мелководных известняков с внутриформационными перерывами сопровождаются более древними по возрасту основными алюмосиликатными породами.

К. И. Александров считает в целом складчатую область Центрального Казахстана бокситоносной и особенно районы выходов на поверх-



Фиг. 1. Геологическая схема района работ

1 — мезозойско-кайнозойские отложения; 2 — верхний девон — нижне-каменноугольные отложения; 3 — ниже-среднедевонские отложения; 4 — протерозой — нижнепалеозойские отложения; 5 — районы работ

ность терригенно-карбонатных отложений D_3 — C_1 . В. Г. Шатурный, Ю. С. Эльгер наиболее перспективной на бокситы выделяют зону фран-фаменских отложений Сарысу-Тенизского поднятия.

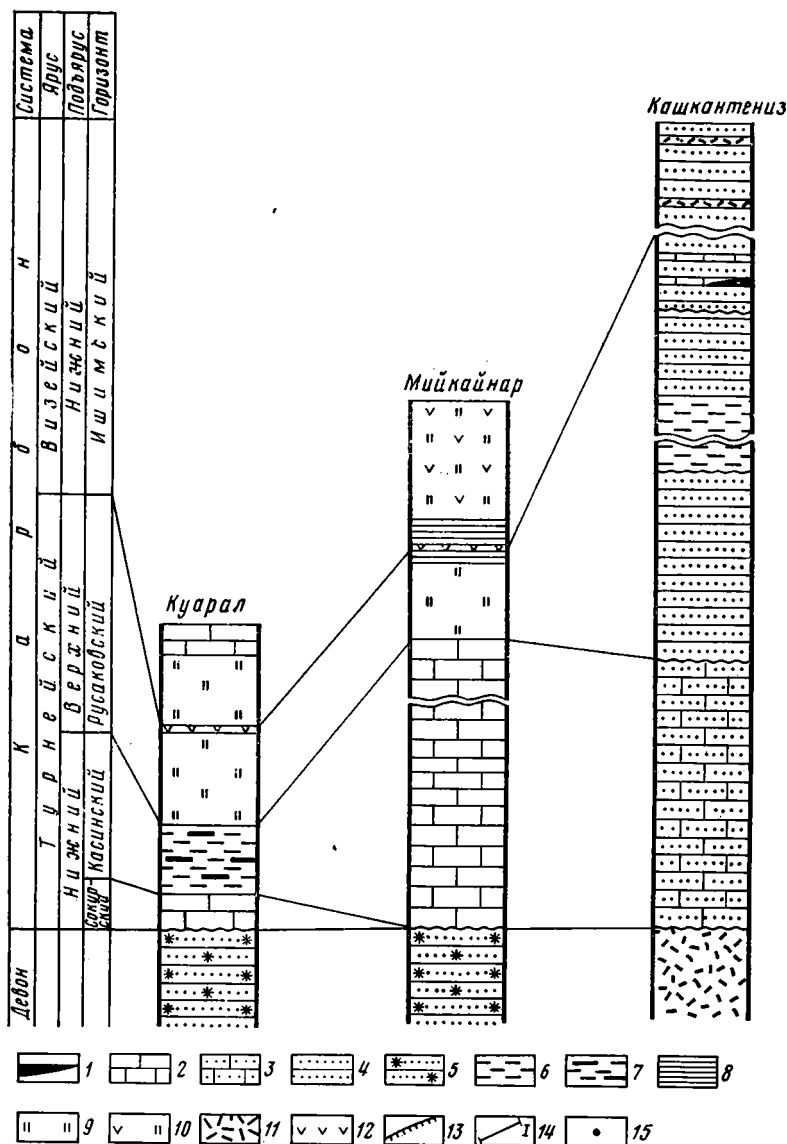
Г. Р. Кирпаль пишет, что значительная часть территории Центрального Казахстана перспективна для выявления месторождений бокситов и особенно те участки, где палеозойский фундамент сложен карбонатными породами ордовика, силура, девона и карбона.

Основанием для столь оптимистических прогнозов обычно выдвигаются отдельные наблюдаемые признаки, благоприятные для бокситонакопления:

1) относительно широкое развитие карбонатных отложений, присутствие рифогенных и битуминозных известняков; 2) наличие стратиграфических и внутрiformационных перерывов в карбонатном осадконакоплении; 3) обнаружение в среднем палеозое прослоев кварцевых песчаников, минералов свободного глинозема и каолинита в нерастворимом остатке карбонатных пород, что расценивается как указания на интенсивное химическое выветривание пород в D_3 — C_1 время; 4) расположение толщ известняков в непосредственном соседстве с массивами андезитов, базальтов, долеритов, их туфов и других пород среднего и основного состава.

Сочетание ряда признаков в отдельных районах Центрального Казахстана явилось основанием для выделения на Карте бокситоносности СССР нескольких площадей развития пограничных D_3 — C_1 отложений, требующих постановки дополнительных геологических исследований для полной оценки их на возможность обнаружения промышленных месторождений бокситов.

Для проверки этих рекомендаций нами были проведены исследования на юго-западе Казахского нагорья в Мийкайнарской, Кашкентенизской мульдах и в Чу-Сарысульской впадине (фиг. 1). Выбранные нами три площади характеризуются наибольшим разнообразием разрезов D_3 — C_1 и относительно хорошей естественной обнаженностью.



Фиг. 2. Схема сопоставления разрезов участков работ (условные обозначения общие для рисунков 2—4)

1 — предлагаемое положение марганцевых руд; 2 — карбонатные породы (известняки, доломиты, мергели); 3 — известковистые песчаники и алевролиты; 4 — сероцветные полимиктовые песчаники; 5 — красноцветные полимиктовые песчаники; 6 — алевролиты, 7 — углистые алевролиты; 8 — сланцы; 9 — кремнистые породы; 10 — кремнистые туффы; 11 — вулканогенные породы кислого и среднего состава; 12 — «зеленый горизонт»; 13 — навал; 14 — канавы; 15 — точки наблюдений

Исследованные районы располагаются в пределах восточной Бет-Пак-Далы и северо-западного Прибалхашья.

Эта область характеризуется сложным геологическим строением. В ее пределах развиты образования различного возраста, состава и тектонической приуроченности.

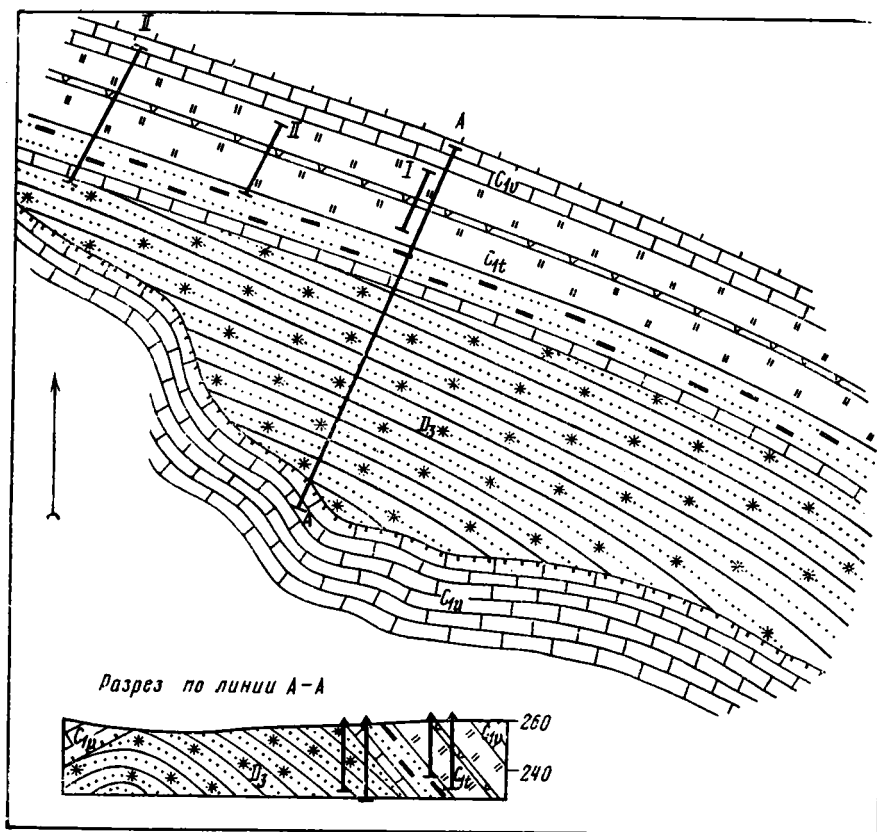
Пограничные D_3 — C_1 отложения приурочены исключительно к отдельным мульдам различных размеров (фиг. 2). Лишь на крайнем юге они имеют площадное распространение, погружаясь под мощные осадки верхнего палеозоя и мезозоя Чу-Сарысуйской впадины.

Бугор Куарал представляет собой небольшую куполовидную структуру размером 1×3 км, вытянутую в широтном направлении (фиг. 3).

Здесь хорошо сближается контакт красноцветной терригенной толщи верхнего девона с терригенно-карбонатными отложениями нижнего карбона (турне — визе) (Александрова, 1963).

Верхнедевонские красноцветные отложения представлены полимиктовыми среднезернистыми песчаниками, состоящими из угловатых зерен кварца, кварцитов, серицитизированных плагиоклазов и калишпата с пертитовой структурой, обломков кислых эффузивов с микропорфировой структурой, глинисто-серицитовых сланцев и минералов железа. Цемент песчаников пленочный, интенсивно ожелезненный.

Состав песчаников очевидно свидетельствует о их формировании за счет размыва пород, не подвергшихся сколько-нибудь заметному химическому выветриванию. Более того, каких-либо следов позднейшего выветривания полимиктовых песчаников на границе с вышележащими отложениями карбона не обнаружено.



Фиг. 3. Литологическая схема бугра Куарал

В основании нижнего карбона на полимиктовых песчаниках верхнего девона повсеместно залегает сложный комплекс терригенно-карбонатно-кремнистых отложений турне-визейского возраста (см. фиг. 2).

Разрез комплекса (снизу вверх):

Мощн., м

1. Пачка мелкозернисто-детритовых доломитистых известняков с примесью терригенного материала. Содержание последнего в ос-

- новании пачки достигает 44%. Это алевритовые зерна кварца и полевого шпата. Органогенный детрит состоит из раковин брахиопод, мшанок и багряных водорослей. В верхней части пачки известняки иногда брекчированы 15
2. Углистые слюдистые алевролиты с характерной спутанно-сланцеватой текстурой. Последняя обусловлена чередованием микрослоев, в различной степени обогащенных углистым материалом либо не содержащих его. Цемент породы глинисто-серичитовый с включениями более крупных чешуек частично хлоритизированного биотита. Кластический материал представлен зернами кварца и характерными шиповидными обломками измененного туфа 30
3. Кремнистые породы, состоящие из микроагрегатного халцедона с примесью пелитового (возможно, пеплового) материала и редких зерен глауконита. Во многих шлифах наблюдаются ромбовидные пустоты от выщелоченных зерен доломита, часто заполненных опалом. Здесь же встречаются замещенные кремнеземом скелеты мшанок и багряных водорослей 40
4. «Зеленый горизонт» — прослой интенсивно измененной породы, состоящей из гидрослюда, тонко распыленного кварца и зеленоватого монтмориллонита. Встречаются отдельные мелкие шиповидные зерна кварца, характерные для туфового материала. Не исключено, что эти отложения представляют собой продукт гальмиализации туфа. Прослой повсеместно характеризуется повышенным содержанием молибдена (5—10 кларков) 1
5. Переслаивание спонголитов и кремнистых пород, аналогичных слою 3. Спонголиты состоят почти нацело из спикул кремневых губок, внутри полых либо выполненных халцедоном, реже глауконитом. Иногда в породе наблюдается значительная примесь пелитового (возможно, пеплового) материала, многочисленные зерна глауконита, гидроокислов железа и отдельные чешуйки биотита. В ряде случаев спонголиты приобретают пятнистую текстуру. Пятна размером в первые десятки см зеленоватого цвета, обусловлены присутствием монтмориллонитизированного хлорита 30
6. Известняки тонко- либо крупнозернистые доломитизированные (доломита до 17%) с обилием обломков брахиопод, криноидей и остатков багряных водорослей. Иногда в известняках обособляются радиально-лучистые агрегаты халцедона 20

МИЙКАЙНАРСКАЯ МУЛЬДА

Мульда занимает площадь около 100 км², имеет крайне прихотливые очертания, обусловленные неоднородностью строения ее фундамента. Она состоит из ряда самостоятельных небольших мульд (Караобинская, Карасайская, собственно Мийкайнарская и др.), соединенных между собой седловиноподобными перемычками (Маркова, 1961 г.). Максимальная мощность осадочного покрова Мийкайнарской мульды достигает 1450 м (Александрова, 1955).

Полевые маршруты, сопровождавшиеся крупномасштабным литологическим картированием, нами приведены в западной части мульды. Эта часть наиболее проста в тектоническом отношении и сложена согласно налегающими друг на друга отложениями верхнего девона и нижнего карбона (см. фиг. 2), которые образуют пологие брахискладки с углами наклонов крыльев 10—20°. Лишь на крайнем западе и востоке изученной площади, вблизи разломов, падение пластов достигает 70°.

Фундамент мульды сложен вулканогенными образованиями среднего девона. Представлены они характерными красно-коричневыми, коричневато-серыми липаритовыми порфирами и их туфами. Эти породы

обнажаются повсеместно на бортах мульды и образуют прекрасные обнажения на южном склоне гор. Узунтау. В основании осадочного покрова мульды повсеместно развиты красноцветные либо пестроцветные конгломераты и песчаники верхнего девона, часто замещающие друг друга по простираанию. Кластический материал представлен неокатанными зернами кислых эффузивов, кварца, кварцита и полевых шпатов. Размер обломков 0,1—2 мм, в гравелитах до 2 мм. Цемент песчаников пленочный, интенсивно ожеженный.

Выше, без видимого углового несогласия, залегают существенно карбонатные отложения турнейского яруса, которые объединяются в четыре пачки, снизу вверх:

Мощн., м

1. Известняки глинистые розовато-серого цвета с пятнистой текстурой. Содержание глинистого вещества достигает 18%. Последнее, согласно данным термического анализа, представлено преимущественно гидрослюдами. В этих породах отмечается повышенное содержание марганца (до 0,2%) 50

2. Доломиты известковые битуминозные черного цвета среднезернистые. Породы состоят из плотно прилегающих друг к другу ромбоздрических зональных зерен доломита размером 0,15 мм. Внутренние части их замутнены пелитовым темно-серым материалом. Содержание доломита по результатам термообъемного анализа колеблется от 60 до 69% 15

3. Известняки глинистые тонкозернистые, серые и темно-серые. У кровли пачки встречаются детритовые (мшанково-брахиоподовые) разности, количество глинистого гидрослюдистого материала от 2 до 15% 8

4. Кремнистые известняки несут на себе следы процессов интенсивного перераспределения кремния, а также частичного приноса его со стороны. В шлифах наблюдаются крупные гнездовидные включения, сложенные тонкозернистым кварцем и халцедоном, представляющие, по-видимому, раскристаллизованные сингенетичные сгустки коллоидного кремнезема. Иногда наблюдаются псевдоморфозы кремнезема по обломкам раковин. Карбонаты содержатся в породе в виде неправильной формы мелкозернистых обособлений, прожилков кальцита и скоплений крупных зональных ромбоздрических зерен доломита. Сгустковая текстура породы, присутствие значительных количеств сингенетичного кремнезема, доломита, почти полное отсутствие органических остатков позволяют предполагать накопление этих пород в условиях аномального режима, по-видимому, обусловленного проявлением вулканизма в окружающих областях суши 30

На кремнистых известняках без видимого перерыва в осадконакоплении залегают терригенно-туфовые отложения, объединяемые в две пачки.

5. Нижняя пачка сложена кремнистыми сланцами табачного цвета. По данным рентгеноструктурного анализа они состоят из тонкодисперсного кварца, полевого шпата, хлорита и гидрослюда. В средней части этой пачки отмечается «зеленый горизонт» мощностью 0,5—1 м, отчетливо прослеживающийся по всем обнажениям. По своему составу от вмещающих пород он отличается повышенным содержанием хлорита, частично монтмориллонитизированного, за счет чего имеет характерный зеленый цвет. Своим составом и стратиграфическим положением он подобен «зеленому горизонту» бугра Куарал.

Структура пород этой пачки микролепидобластовая, обусловлена ориентированным расположением мельчайших чешуек гидрослюда, несовпадающим со слоистостью 20

6. Верхняя пачка представлена плотными кремнистыми туф-фитами серого цвета. Кластический материал их представлен угловатыми, часто остроугольными либо оплавленными зернами кварца и полевого шпата резко различных размеров, являющимися туфовыми частицами. Структура основной массы микро-фельзитовая, очевидно, возникла за счет девитрификации вулканического стекла. В этих породах встречается большое количество остатков скелетов мшанок, нацело замещенных кремнеземом . 40

Описанная последовательность залегания пород в разрезе некаменноугольных отложений практически характерна для всей Мийкайнарской мульды. Нам не удалось наблюдать какие-либо латеральные измерения внутри отдельных пачек и толщ. Эти наблюдения позволяют утверждать, что карбоновые отложения мульды являются реликтовыми останками осадков значительно более обширных морских водоемов.

Сравнение разрезов бугра Куарала и Мийкайнарской мульды, с одной стороны, позволяет установить значительное сходство условий осадконакопления в этих районах на границе девона и карбона и, с другой стороны, наметить черты различий, обусловленных в значительной мере расположением этих районов в различных структурных зонах.

Как на Куарале, так и в Мийкайнарской мульде верхнедевонские отложения представлены красноцветной толщей. Окраска пород обусловлена окислами железа, которые при слабом развитии растительности и соответственно малой геохимической роли органического углерода придавали породам красно-бурый цвет.

Характерные черты девонских песчаников: резкое колебание мощностей, несортированность и неокатанность обломочного полимиктового материала, содержащего малостойкие к выветриванию минералы. Из этого можно сделать вывод, что осадконакопление в позднем девоне в обоих районах проходило в континентальной обстановке в окружении тектонически активной суши со сложным рельефом и ограниченным поверхностным стоком в области сноса. Кора выветривания в таких условиях обычно маломощна и представлена в основном лишь зоной дезинтеграции.

Начиная с раннего карбона, наступила гумидизация климата, в результате чего широко распространились углистые алевролиты. Осадконакопление в раннетурнейское время как на Куарале, так и в Мийкайнаре проходило в спокойной тектонической обстановке, в условиях мелководного моря, на что указывают остатки мелководной фауны, доломитовые прослои и встречающиеся известняки с брекчевидной структурой. Но в то время, как отложения Мийкайнарской мульды относятся к фации открытого моря, в районе Куарала они представлены прибрежно-морской фацией, что отразилось в характерной спутанно-волокнуистой текстуре углистых алевролитов и в брекчированности карбонатных пород.

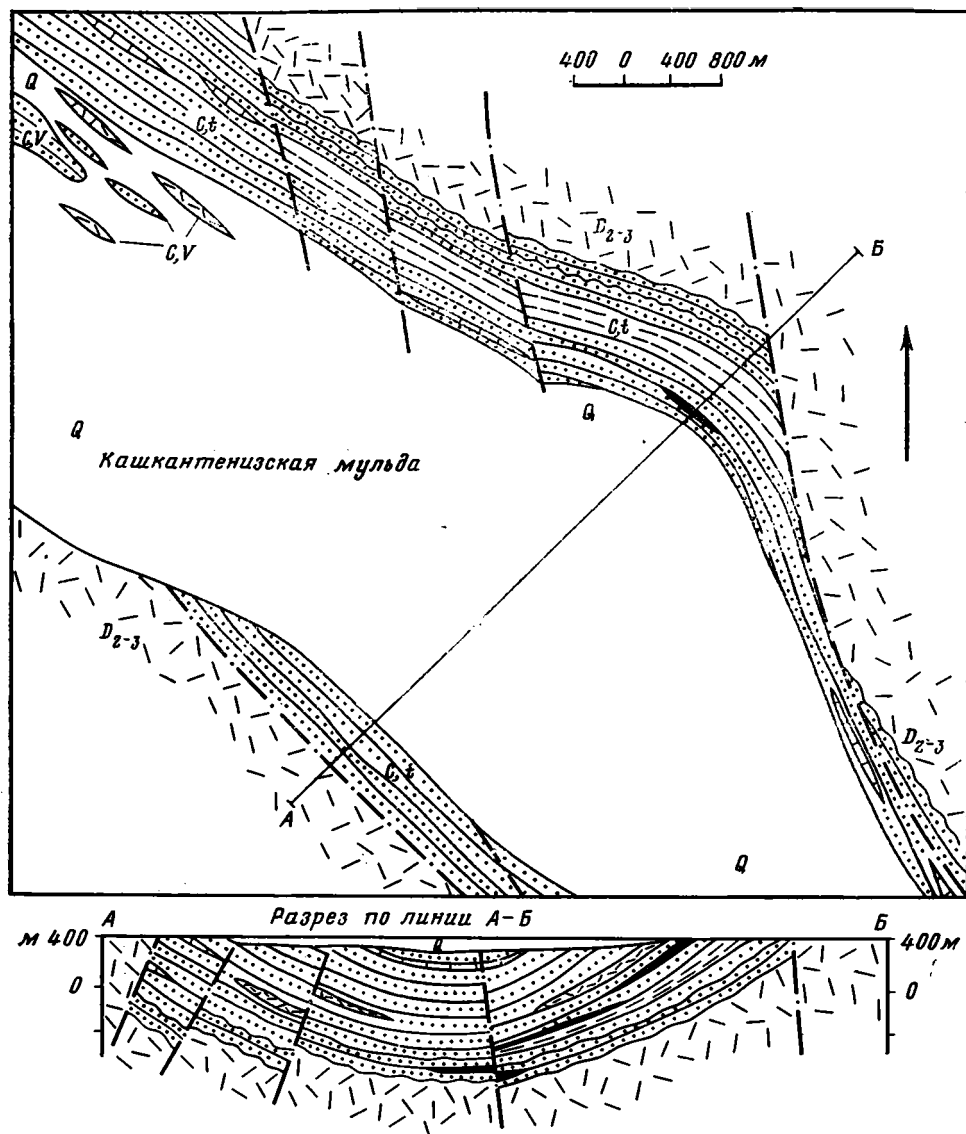
Проявление вулканической деятельности в это время зафиксировано только в районе Куарала, где в породах наблюдается незначительная примесь туфового материала.

Отложения верхнего турне — визе на этих территориях по своему характеру очень сходны. Это существенно кремнистые породы. Кремнистость очевидно обусловлена активизацией вулканизма в окружающих областях. За счет чего в морской бассейн попадало большое количество кремнезема с пепловым материалом. Наиболее характерные породы такого типа можно наблюдать в пачке 6 Мийкайнарской мульды.

За диагенетический характер кремнезема говорит и тот факт, что в это время большое распространение приобретают организмы (губки, радиолярии), формировавшие свой скелет из кремнезема и образовавшие впоследствии довольно мощные пласты спонголитов.

КАШКАНТЕНИЗСКАЯ МУЛЬДА

Мульда расположена на востоке рассматриваемого района. Узким восточным окончанием она вплотную подходит к оз. Балхаш и затем расширяется в северо-западном направлении. Общая ее площадь более 550 км² (фиг. 4).



Фиг. 4. Литологическая схема Кашкентенизской мульды

Основание мульды сложено вулканитами $D_{2-3(2)}$. Это андезитовые и дацит-андезитовые порфиры и их туфы.

С резким несогласием средне-верхнедевонские эффузивы перекрыты отложениями нижнего карбона (турне — визе). Последние объединяются в карбонатно-терригенную толщу нижнего турне и существенно терригенную толщу среднего турне — визейского возраста.

Разрез каменноугольных отложений здесь следующий:

1. В основании обычно залегают грубозернистые песчаники иногда с гравием и мелкой галькой. Цвет песчаников красновато-коричневый, фиолетово-коричневый, реже серый. Иногда среди них встречаются линзовидные прослои брекчированного известняка мощностью до 5 м. Выше в песчаниках появляется карбонатный цемент. Обломочная фракция этих пород состоит из плохо окатанных зерен кварца, кварцитов, полевого шпата, чешуек мусковита, обломков пегматитов, туфов, туффитов и глинистых сланцев. Количество карбонатного (кальцитового) цемента достигает 20—30%. Красно-коричневый цвет породы обусловлен размывом интенсивно ожелезненной туфогенной толщи, слагающей основание структуры. Среди песчаников изредка встречаются пластовые мало мощные субинтрузивы андезитовых и дацит-андезитовых порфиритов . . . 100

На песчаниках иногда с угловым несогласием залегает мощная терригенная толща, относимая большинством исследователей к верхнему турне на основании определения обильной фауны, приуроченной к крупным линзовидным прослоям брахиоподовых известняков. Разрез этой толщи описан по северному борту мульды, в ее центральной части.

2. Песчаники полимиктовые среднезернистые желтовато-серые, с редкими прослоями кварцевых гравелитов мощностью 0,5 м. Песчаники состоят из угловатых зерен кварца, полевого шпата, обломков кислых эффузивов, кварцитов и чешуек мусковита. Цемент поровый, соприкосновения, пленочный, представлен гидроокислами железа, серицитом, хлоритом, кальцитом. В верхней части слоя встречаются мало мощные линзы глинистых углей . . . 100

3. Алевролиты коричневатого-серые и зеленоватые. Цемент серицитово-глинистый с примесью гидроокислов железа и хлорита . 65

4. Песчаники, полимиктовые; мелко- и среднезернистые, серые и темно-зеленые с прослоями алевролитов и детритовых известняков. Песчаники состоят из плохоокатанных зерен полевого шпата, кварца, кварцита, обломков кислых эффузивов, редких зерен эпидота, хлорита, кальцита и апатита. Для темно-зеленых песчаников характерна слоистая текстура, обусловленная отдельными микрослойками, обогащенными хорошо окатанными зернами магнетита и возможно, марганцевыми минералами. Содержание марганца в этих породах колеблется в пределах 0,5%, магнетита — до 15%. Цемент — радиально-крустификационный, каолинитхлоритовый. Известняки в этой толще образуют крупные линзовидные тела длиной в сотни метров при мощности от 5 до 15 м. Часть их отпрепарирована современной эрозией, и они выступают в виде гривок, холмов высотой 15—30 м. Породы, как правило, переполнены раковинами брахиопод и, очевидно, представляют собой отложения брахиоподовых банок. Иногда известняки содержат конкреции черных кремней. Вершины гривок покрыты налетами черных гидроокислов марганца. Содержание марганца в известняках обычно резко повышено и не опускается ниже 0,3—0,5% . . . 200

Повсеместно в составе терригенной толщи верхнего турне присутствует туфовый материал, представленный осколками кварцевых зерен, полевых шпатов и пелититизированного стекла.

5. На песчаниках верхнего турне залегает терригенная толща визе, в которой заключены многочисленные пластовые субинтрузии порфиритов. Песчаники и алевролиты этой толщи полимиктовые, серого либо зеленовато-серого цвета, состоят из плохоокатанных зерен полевого шпата, кварца, кварцита, обломков кислых эффузивов, редких зерен кальцита и хлорита. Иногда здесь же присутствуют мало мощные про-

слои сланцев. Вся толща содержит материал, в значительной мере разложенный: хлоритизированный и монтмориллонитизированный. Общая мощность толщи, уходящей под современные осадки оз. Кашкентениз, составляет более 500 м.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изучение литологических особенностей и вещественного состава разрезов D_3 — C_1 отложений в некоторых палеозойских мульдах юго-запада Казахского нагорья, а также анализ литературного материала позволяют достаточно обоснованно представить себе обстановки осадконакопления того времени.

Интенсивная тектоническая деятельность в среднем девоне, сопровождавшаяся обширными излияниями лав, к началу позднего девона привела к созданию на юго-западе Центрального Казахстана весьма резкого вулканогенно-тектонического рельефа. Разрушение его приводило к формированию в позднем девоне мощных молассоидных толщ разнотекстурированных полимиктовых красноцветных песчаников. Практическое отсутствие растительности, пустынный резкорасчлененный рельеф, «скальный» облик материнских пород исключали формирование площадных кор выветривания и соответственно сколько-нибудь заметную химическую дифференциацию вещества. Процессы выветривания могли протекать лишь в зонах повышенной трещиноватости, приуроченных к разломам.

Начало каменноугольного периода ознаменовалось распространением на территорию Центрального Казахстана морских трансгрессий. Берега возникавших мелководных водоемов должны были иметь прихотливые часто меняющиеся очертания. Эти водоемы существовали в раннетурнейское время (за исключением района Кашкентенизской мульды) в условиях спокойного тектонического режима. В начале позднегурнейского времени уже вся территория попадает в зону активизации вулканизма. Частые извержения подводных вулканов неоднократно приводили к гибели органической жизни на больших площадях, «засорению» формировавшихся карбонатных толщ туфовым материалом, а также выпадению в осадок значительных масс кремнезема.

Гальмиролиз туфового материала, а также, возможно, подводные экскалации обуславливали повышенные содержания в водах этих бассейнов некоторых рудных элементов, в частности, молибдена в «зеленом слое» Куарала, который, как указывалось выше, возможно, является продуктом гальмиролиза туфового материала, а также марганца в отложениях Кашкентенизской мульды. Повышенное содержание марганца в этой структуре отмечается во многих частях разреза D_3 — C_1 . В обрамлении оз. Кашкентениз известен ряд мелких рудопроявлений, где руды с содержанием марганца до 20% представлены браунитом в парагенезисе с псиломеланом. На западе Центрального Казахстана в сходных структурах существуют марганцевые, а также железные и свинцово-цинковые месторождения (Каражал, Ктай, Жайрем, Ушкатын и др.). В связи с этим нам представляется целесообразным оценить Кашкентенизскую мульду (особенно ее центральные зоны) на возможность обнаружения здесь промышленного оруденения такого же типа.

Одновременно с этим следует отметить полную невозможность возникновения в подобных обстановках промышленных накоплений глинозема в форме бокситов. Глинозем, поступающий в бассейн в виде механической алюмосиликатной взвеси, пыли либо в виде кислых гидротермальных растворов, в условиях обилия кремнезема, безусловно, должен был распределяться среди существенно силикатных осадков, а не образовывать обособленных накоплений.

Таким образом, рекомендации, данные рядом исследователей на поиски бокситов среди отложений D_3 — C_1 в палеозойских мульдах на юго-западе Центрального Казахстана, нам представляются ошибочными.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров К. И.* О перспективах поисков геосинклинальных бокситовых месторождений в Центральном Казахстане. В сб.: Геология и разведка месторождений твердых полезных ископаемых Казахстана. Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, вып. 2, 1973.
- Александрова М. И., Борсук Б. И.* Геологическое строение палеозойского фундамента восточной части Бет-Пак-Далы. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Александрова М. И.* Морские осадочные формации Дз—С₁ западной части Центрального Казахстана. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, т. 94, 1963.
- Бент О. И.* К проблеме геосинклинальных палеозойских бокситов Центрального Казахстана.— Литол. и полезн. ископ., 1960, № 4.
- Бент О. И.* О перспективах бокситоносности палеозойских отложений Центрального Казахстана.— Сов. геол., 1971, № 11.
- Бушинский Г. И.* Об условиях образования бокситов и о закономерностях размещения бокситовых месторождений.— В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., АН СССР, т. 1, 1958.
- Быкова М. С.* Стратиграфия и фациальные комплексы Дз—С₁ Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд. АН КазССР, 1960.
- Груздева М. П.* Перспективы бокситоносности среднепалеозойских отложений восточного обрамления Кокчетавской глыбы.— В сб.: Вопросы геологии бокситов и кор выветривания Казахстана. Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, вып. 3, 1973.
- Долгополов В. Ф., Бахтиев Ш. Ж. и др.* Таскольское рудопроявление диаспоровых бокситов.— Разв. и охр. недр, 1971, № 9.
- Кирпаль Г. Р.* Месторождения бокситов Казахстана. М., «Недра», 1976.
- Кирпаль Г. Р.* Промышленные типы бокситовых месторождений и перспективы их поисков на территории СССР. М., ОНТИ (ВИЭМС), 1972.
- Михайлов Б. М., Тюрин Б. А. и др.* О степени достоверности прогноза на карте бокситоносности СССР масштаба 1 : 2 500 000.— Сов. геол., 1975, № 12.
- Мурзалиев А. Г.* К оценке перспективности ордовикских образований Чингизского мегаантиклинория на палеозойские бокситы.— В сб.: Вопросы геологии бокситов и кор выветривания Казахстана. Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, вып. 4, 1976.
- Тюрин Б. А.* Месторождения бокситов Центрального Казахстана и их экономическое значение.— В кн.: Производительные силы Центрального Казахстана, т. 2. Алма-Ата, 1959.
- Шатурный В. Г., Эльгер Ю. С.* О перспективах бокситоносности фамен-турнейских отложений Сарысу-Тенизского поднятия.— В сб.: Вопросы геологии бокситов и кор выветривания Казахстана. Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, вып. 4, 1976.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Дата поступления
3.XI.1978

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.35 : 551.351.3

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССА
ТРАНСПОРТИРОВКИ БИОГЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ
КОМПОНЕНТОВ**

В. В. АЛЕКСЕЕВ

Формирование морских биогенных карбонатных отложений (ракуши) до последнего времени остается малоизученным аспектом современного седиментогенеза. Однако в ряде случаев подобные образования имеют широкое развитие и могут использоваться в качестве сырья для цементной промышленности и сельского хозяйства. Так, в Воронке Белого моря и сопредельных частях Восточного Мурмана обнаружены мощные танатоценотические скопления ракуши, запасы которой по предварительным подсчетам составляют не менее 260 млн. т (Яковлева, Гуревич, 1974). Доминирующими видами в таких россыпях являются *Balanus balanus* и *B. crenatus*, колонии которых локализованы преимущественно на скальных выходах и грубообломочных отложениях сильно расчлененной близбереговой зоны. По отмирании баянусов их карбонатные скелеты выносятся из районов обитания приливо-отливными течениями, скорости которых здесь достигают 1,5 м и более в секунду. Анализ характеристик механической обработки биогенных компонентов при их переносе от продуцирующих биоценозов позволит выявить дополнительные критерии к познанию механизма современного органогенного образования россыпей.

С этой целью нами производилось экспериментальное изучение процесса транспортировки типичных представителей танатоценозов Воронки Белого моря — *Balanus* sp. В опыте использовался стационарный прибор для взбалтывания 022, на ось которого крепился шаровой бара-

Таблица 1

Гранулометрический состав ракуши в процессе транспортировки, %

Фракция, мм	Расстояние переноса, мм										
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
10—7	12,0	7,0	6,0	5,6	5,2	5,0	4,8	4,5	4,3	4,2	4,2
7—5	88,0	70,0	66,8	64,8	63,7	62,6	61,7	61,3	60,8	60,4	60,1
5—3	—	13,0	14,6	15,6	16,0	16,5	17,0	17,2	17,4	17,4	17,4
3—2	—	1,1	1,3	1,4	1,5	1,5	1,5	1,6	1,6	1,6	1,6
2—1	—	0,7	0,8	0,9	0,9	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
1—0,4	—	0,9	1,1	1,2	1,3	1,3	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4
<0,4	—	7,3	9,4	10,5	11,4	12,0	12,6	13,0	13,5	14,0	14,3

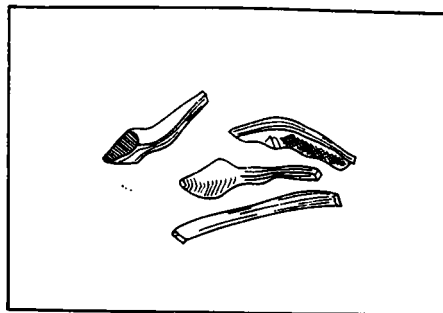
бан с внутренним периметром около 60 см. В барабан засыпалась исходная навеска баянусов фракций 10—7 и 7—5 мм, имеющих характерный для стадии мобилизации биогенного материала удлинённый габитус (фиг.), и заливалась вода. Расстояние переноса ракуши в барабане задавалось с учетом его периметра и скорости вращения (60 об/мин). Вначале опробование проводилось через километр, в дальнейшем (10—100 км) — через каждые 5 км пути. По завершении каждого этапа вращения барабана ракуша высушивалась, затем производились гранулометрический ситовой и визуальный пофракционный анализы. На основании полученных данных можно отметить некоторые особенности изменения количественных (табл. 1) и качественных (табл. 2) характеристик ракуши в процессе ее транспортировки.

Для первых 10—20 км характерно быстрое снижение исходного веса фракций 10—7 и 7—5 мм (более чем на 15%) при соответственном росте содержания размерностей менее 5 мм. Аналогичная картина наблюдается и при окатывании терригенных частиц угловатой формы (Звонков, 1962; Одесский, 1964). Интенсивность процесса вызвана тем, что на этой стадии разрушаются преимущественно грани и торцевые части обломков, характеризующиеся наименьшим радиусом кривизны. Кроме того, в данный период происходит активное разламывание удлинённых фрагментов, чем определяется рост содержания частиц изометрического габитуса. Значение медианного диаметра M_d , составлявшее у исходной навески 7,4 мм, снижается до 5,4 мм.

На стадии 15—70 км содержание большинства фракций изменяется достаточно медленно при постоянном росте доли детрита, в естественных условиях, по-видимому, переходящего во взвесь. Процесс разламывания удлинённых обломков также замедляется, так как наименее прочные фрагменты успевают разрушиться на начальном этапе эксперимента. Величина M_d уменьшается незначительно и составляет 5,3 мм.

Конечный этап транспортировки (70—100 км) характеризуется стабилизацией гранулометрического и морфометрического состава ракуши. Практически возрастает лишь содержание тонкой фракции менее 0,4 мм, образующейся за счет медленного истирания остальных размерностей. Значение M_d на конечной стадии транспортировки снижается до 5,2 мм.

Согласно В. Н. Гончарову (1962), размеры транспортируемых зерен и длина пути их переноса связаны отношением $\lg \frac{k}{k_0} = -\beta_1 S$, где k_0 и



Удлинённые фрагменты *Balanus* sp. стадии мобилизации биогенного материала

Содержание изометрических фрагментов, %

Фракция, мм	Расстояние переноса, км										
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
10—7	—	20	30	37	40	45	48	50	50	50	50
7—5	—	50	55	58	60	65	68	70	70	70	70
5—3*	—	60	65	70	74	77	78	80	80	80	80

* Фракции менее 5 мм полностью состоят из уплощенных и изометричных обломков.

к соответственно начальный и конечный размеры терригенных обломков; β_1 — относительная потеря веса зерна на единице пути и S — длина пути транспортировки. Полученное нами таким образом значение β_1 составило 0,0015, что в целом соответствует аналогичному параметру для терригенных отложений равнинных рек (Гончаров, 1962). Действительная картина осложняется влиянием целого ряда факторов внешнего воздействия (колебания гидродинамического режима придонной зоны, характер современного рельефа дна и т. п.), в результате чего количественные и качественные показатели транспортируемых карбонатных обломков, по-видимому, могут отличаться от полученных в идеальных условиях эксперимента.

ЛИТЕРАТУРА

- Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков. Л., Гидрометеониздат, 1962.
Звонков В. В. Водная и ветровая эрозия Земли. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Одесский И. А. Применение эксперимента при изучении грубообломочных отложений. — В кн.: Очерки по физической седиментологии. Л., «Недра», 1964.
Яковлева Т. В., Гуревич В. И. Ракушечные отложения Воронки Белого моря. — В кн.: Донные отложения и биогеоценозы Баренцева и Белого морей. Апатиты, Изд-во КФ АН, СССР, 1974.

Лаборатория геологии и геохимии моря
Мурманского морского биологического
института КФ АН СССР,
пос. Дальние Зеленцы Мурманской обл.

Дата поступления
13.IX.1978

УДК 552.14 : 549.67

ВОПРОСЫ ГИДРОХИМИИ ЦЕОЛИТООБРАЗОВАНИЯ В ОСАДКАХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

В. И. КОПОРУЛИН

Широкое распространение цеолитов в осадках и осадочных породах, открытие крупных месторождений этих важных для промышленности минералов ставит все более остро вопрос о выявлении факторов, контролирующих их образование.

В недавнем прошлом цеолитообразование в осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях рассматривалось обычно с позиций концепции «цеолитовых фаций», сформулированной и длительное время развивавшейся новозеландскими геологами (Coombs и др., 1959; Coombs, 1971). По их мнению, важной предпосылкой возникновения этого процесса в породах являются нестойкие компоненты: вулканическое стекло, полевые шпаты среднего состава. При этом различные минералы группы цеолитов формируются на разных стадиях постседиментационных превращений пород и могут рассматриваться как индикаторы определенных глубин погружения в стратиффере и соответствующих температур и давлений.

Однако многие исследователи показали, что цеолиты образуются и существуют при иных значениях T и P в стратиффере, чем это допускает концепция «цеолитовых фаций». Так, ломонтит, рассматривавшийся авторами этой концепции как минерал значительных глубин (5—10 тыс. м) и соответственно высоких значений T и P , был обнаружен в ряде районов в осадочных толщах, глубина захоронения которых не превышала 1,5—2,5 тыс. м (Бурьянова, Богданов, 1967; Копорулин, 1962; Otalora, 1967; Thomson, 1970).

Многочисленные экспериментальные исследования, изучение процессов формирования аутигенных цеолитов в современных природных

средах, а также термодинамические расчеты намечают новые пути в решении проблемы цеолитообразования. При этом важное значение имеют два обстоятельства.

1. Цеолиты образуются на разных стадиях литогенеза, начиная с диагенеза и кончая поздним катагенезом или даже метагенезом. В современную эпоху аутигенные цеолиты установлены в почвах и осадках соленых озер аридных областей, а также в морях и океанах. В ископаемых отложениях эти минералы присутствуют в осадках озер и рек гумидных областей, в прослоях бокситов и даже в пластах каменного угля (Нау, 1966; Сендеров, Хитаров, 1970).

2. Цеолиты могут формироваться за счет различного исходного материала: алюмокремневых гелей, полевых шпатов и других кристаллических алюмосиликатов, вулканического стекла и глинистых минералов. Легкость превращения вулканического стекла в цеолиты приводит к тому, что нередко исследователи любой случай появления этих минералов в осадках и осадочных породах рассматривают как свидетельство бывшего присутствия здесь пирокластического материала. Вместе с тем хорошо известно, что далеко не всегда такой материал преобразуется именно в цеолиты: так, наряду со случаями интенсивного замещения стекла монтмориллонитом, описаны случаи длительного существования в осадках неизмененного стекла, в первую очередь кислого.

В последнее время появляется все больше данных о возможности формирования цеолитов в ходе постседиментационного преобразования глинистых минералов (Keller, 1952; Joulia et al., 1958; Otalora, 1967; Нау, 1966; Murata, Whiteley, 1973; Перес, 1976).

Интенсивное формирование цеолитов за счет глинистых минералов в ходе катагенетических изменений песчано-гравийных пород установлено автором в мезозойско-кайнозойских отложениях Иркутского угленосного бассейна (I_{1-2}), северо-западной части Камчатки (Cg_2), Авековской угленосной площади (Pg), о. Сахалин (Cg_2-N) (Копорулин, 1961, 1962, 1972). Везде первичный глинистый цемент песчаников и гравелистов состоял либо из монтмориллонита, либо из смеси нескольких глинистых минералов: монтмориллонита, иллита, хлорита смешанослойных фаз. Превращение глинистого цемента пород в цеолиты (ломонтит или клиноптилолит и гейландит) сопровождалось замещением ими также полевых шпатов, роговой обманки, эпидота и вулканического стекла, когда оно присутствовало. Аутигенные цеолиты в этих породах обычно сопровождаются новообразованным хлоритом.

Широкое распространение цеолитов в осадках и породах, формирование этих минералов за счет разнообразных исходных продуктов на разных стадиях литогенеза могут создать впечатление, что цеолитообразование является почти универсальным процессом, развивающимся в самых различных условиях. Однако это не так. Нередко в резко полимиктовых песчано-гравийных породах в ходе постседиментационных процессов цеолиты совершенно отсутствуют. Естественно принять, что для возникновения цеолитов в осадочных и вулканогенно-осадочных породах необходимы определенные условия.

Проведенные экспериментальные работы свидетельствуют, что очень важное условие — определенный состав растворов. Общая их особенность — щелочной характер. Последнее определяет форму иона Al , которому в кислых условиях присуща шестерная координация, а в щелочных — четверная. В первом случае он, подобно Mg и Fe , входит в октаэдрические слои таких глинистых минералов, как каолинит, иллит, монтмориллонит; во втором — как и Si , формирует тетраэдрические алюмосиликатные постройки, что дает начало цеолитам и некоторым другим минералам (Франк-Каменецкий и др., 1973). Различные минералы группы цеолитов формируются при разных значениях pH . Пониженные значения pH среды образования характерны в целом для

минералов с повышенным содержанием SiO_2 (Mariner, Surdam, 1970). По данным Э. Э. Сендерова (1975), ломонтит возникает при более низких значениях pH, чем анальцит.

Среди других факторов, влияющих на формирование цеолитов, разные исследователи называют общую минерализацию растворов, присутствие в них тех или иных катионов, определение концентрации SiO_2 и CO_2 . В соответствии с данными В. П. Петрова (1967) и Э. Э. Сендерова (1975), повышение температур, при которых протекают реакции, существенно снижает pH формирования минералов.

Изучение современных процессов показывает, что аутигенные цеолиты легко формируются в высокощелочных (начиная с $\text{pH}=9$ и выше) гидрокарбонатно-натриевых или гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридно-натриевых (содовых) водах. Именно в такой гидрохимической обстановке образовывались аутигенные цеолиты в современных и третичных озерах и почвах аридных областей США и Африки (Нау, 1966).

В озере Госиут (США), где накапливалась формация Грин-Ривер, установлена такая последовательность формирования аутигенных минералов в ходе диагенетического изменения кислого вулканического стекла: монтмориллонит, клиноптилолит (или морденит), анальцит (или филлипсит), калиевый полевой шпат и альбит (Mariner, Surdam, 1970; Surdam, Parker, 1972). Обусловленная этой последовательностью латеральная и вертикальная зональность распределения аутигенных минералов контролировалась изменением щелочности иловых растворов ($\text{pH}=8-10$ и более), общей соленостью воды и концентрацией в ней определенных компонентов.

Подземные воды содового типа широко распространены в палеозойских и мезозойско-кайнозойских отложениях в пределах континентов. Многие вопросы их генезиса не выяснены, важное значение имеют в частности, растворение щелочных алюмосиликатов в самих породах метаморфизм погребенных морских вод (в частности микробиологическая сульфатредукция), смешение пресных вод поверхностного происхождения с морскими водами (Посохов, 1969). В экспериментальных условиях процессы содообразования установлены при воздействии раствора, содержащего сульфат натрия и бикарбонат натрия, на тонкодисперсную массу гидроокислов железа (Дуров, Перова, 1960).

Иногда поровые растворы, отжимаемые из пород при значительном давлении, относятся к содовому типу, тогда как свободно циркулирующие в той же толще пластовые воды имеют другой состава (Бабинец, 1961).

В некоторых случаях действительно удается проследить приуроченность процессов катагенетического цеолитообразования в осадочных породах к высокощелочным содовым растворам. Примером могут служить юрские угленосные отложения Иркутского угленосного бассейна и третичные отложения северо-западной части о. Хоккайдо.

В Иркутском бассейне раннекатагенетическое образование ломонтита проявляется в аркозовых песчаниках озерного и руслового генезиса. Общая мощность угленосной толщи в этом районе 600 м. Цеолитообразование проявляется здесь в средней части разреза (мощность от 100 до 300 м), где и в настоящее время присутствуют гидрокарбонатно-натриевые воды с минерализацией до 1 г/л и $\text{pH}\approx 9$. Там, где щелочные содовые воды сменяются нейтральными или слабокислыми сульфатно-хлоридными натриевыми, ломонтит превращается в каолинит. В этих участках в породах формируются значительные количества аутигенного кварца и кальцита (Копорулин, 1962).

В округе Ниигата (северная часть о. Хоккайдо) в толще вулканогенно-осадочных пород неогена, пройденных нефтяными скважинами до глубины 5 тыс. м, установлены следующие минеральные зоны (сверху вниз): 1 — фельзитового стекла со слабовыраженным замещением

монтмориллонитом; 2 — щелочного клиноптилолита; 3 — морденита; 4 — анальцита; 5 — альбита.

Последовательность аутигенных минералов в этом разрезе очень близка к тому, что установлено в формации Грин-Ривер, где латеральная и вертикальная зональность аутигенных монтмориллонита, цеолитов и калиевых полевых шпатов определялась изменением гидрохимии иловых растворов и, в частности, значениями pH. Первоначально японские исследователи трактовали зональность в разрезах о. Хоккайдо, исходя из концепции «цеолитовых фаций», и связывали ее с возрастанием температуры по мере погружения (Ijima, Utada, 1971). Однако позднее было установлено (Ijima, 1975), что решающее значение в появлении этой последовательности минералов играла гидрохимическая обстановка и, в частности, присутствие в глубоких горизонтах подземных вод содового типа, щелочность которых, по-видимому, варьирует в интервале pH=8—9.

Есть данные полагать, что и в других регионах цеолитообразование проявляется в породах, располагающихся в зонах развития вод содового типа. Так, в Кузнецком каменноугольном бассейне минералогическо-петрографические исследования верхнепалеозойских отложений установили присутствие аутигенного анальцита, образующегося в стадию раннего катагенеза за счет терригенных компонентов пород и пирокластического материала (Ван, 1967). Гидрогеологические наблюдения свидетельствуют о широком распространении среди этих отложений также и вод содового типа (Гидрогеология СССР, 1976).

На территории Молдавии воды содового типа установлены в верхнемеловых отложениях (Фролов, 1961). В них среди кремнисто-глинистых и карбонатно-глинистых осадков найден также и аутигенный клиноптилолит, сформировавшийся за счет преобразования монтмориллонита (Перес, 1976).

На территории Приверхоянского краевого прогиба аутигенные цеолиты детально описаны А. Г. Коссовской (1962) и Запорожцевой с соавторами (1963) в меловых отложениях. В этих отложениях широко развиты также и воды содового типа (Гидрогеология СССР, 1976).

Изложенные данные дают основание предполагать, что гидрохимический фактор, т. е. присутствие в породах иловых и поровых растворов определенного химического состава, имеет не меньшее значение для формирования цеолитов, чем те или иные величины T и P .

Предстоит большая работа по уточнению параметров среды, наиболее благоприятной для формирования цеолитов. В условиях верхних горизонтов стратисферы, т. е. в диагенезе, в раннем, а частично, возможно, и в позднем катагенезе, подобной средой являются щелочные воды содового типа. Особенности химического состава таких вод (значения pH, концентрации катионов и анионов, содержание растворенных SiO_2 и CO_2 и некоторые др.) имеют по-видимому, важное значение для образования тех или иных разновидностей цеолитов.

В более глубоких горизонтах осадочного чехла, где существуют высокие значения температур и давлений, аутигенные цеолиты, вероятно, могут образовываться в водных средах с более разнообразными химическими свойствами. Здесь, как подчеркнул Э. Э. Сендеров (1975), цеолитообразующими становятся также и такие растворы, для которых в поверхностных условиях цеолитообразование нехарактерно. Однако и на этих этапах литогенеза, несомненно, существуют некоторые типы подземных вод, благоприятствующих формированию аутигенных цеолитов.

Установление корреляции процессов аутигенного цеолитообразования с определенными типами вод, насыщающих осадки и породы, позволяет более четко определить место «цеолитовых фаций» в ряду других типов преобразования осадочных толщ. Оно раскрывает причину

полигенности цеолитов, т. е. их способности формироваться за счет различного исходного материала и на разных стадиях литогенеза. В области практической геологии эти представления дают новые критерии для прогнозирования возможных областей проявления процессов аутигенного цеолитообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабинец А. Е. Подземные воды юго-запада Русской платформы. Киев, Изд-во АН УССР, 1961.
- Бурьянов Е. З., Богданов В. В. Закономерности распределения аутигенных цеолитов — ломонтита и гейландита — в осадочных породах Тарбагатайского месторождения угля. — Литол. и полезн. ископаемые, 1967, № 2.
- Ван А. В. Эпигенез и метagenез угленосных отложений Кузнецкого бассейна. — В кн.: Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. М., «Наука», 1967. Гидрогеология СССР. Сводный том, вып. 1. М., «Недра», 1976.
- Дуров С. А., Перова Н. И. Адсорбция ионов кальция и сульфатного в процессе содообразования. — Тр. Новочеркасск. политехн. ин-та им. С. Орджоникидзе, 1960, т. 98.
- Запорожцева А. С., Вишневская Т. Н., Глушинский П. Н. Цеолиты меловых отложений севера Якутии. — Литол. и полезн. ископаемые, 1963, № 2.
- Копорулин В. И. О происхождении цеолитового цемента в песчано-гравийных породах угленосной толщи юго-восточной части Иркутского бассейна. — Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 1.
- Копорулин В. И. Катагенетические изменения песчано-гравийных пород угленосной толщи Иркутского бассейна и их возможная связь с подземными водами. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 3.
- Копорулин В. И. Катагенетические изменения песчано-гравийных пород верхнего мела района Пенжинской губы на Камчатке. — Литол. и полезн. ископаемые, 1972, № 2.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Перес Ф. С. Новые данные о цеолитах Молдавской ССР. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 4.
- Петров В. П. Вулканическое стекло и цеолитообразование. — В кн.: Водные вулканические стекла и поствулканические минералы. М., «Наука», 1967.
- Посохов Е. В. Происхождение содовых вод в природе. Л., Гидрометеониздат, 1969.
- Сендеров Э. Э. Состав растворов и равновесия минералов цеолитовой фации. — В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М., «Наука», 1975.
- Сендеров Э. Э., Хитаров Э. Э. Цеолиты, их синтез и условия образования. М., «Наука», 1970.
- Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Томашенко А. Н. К вопросу о роли Al^{IV} и Al^{VI} при преобразовании и синтезе слоистых силикатов. — Геохимия, 1973, № 8.
- Фролов Н. М. Подземные воды западной части Причерноморского артезианского бассейна. — Тр. Лаборатории гидрогеол. проблем АН СССР, 1961, т. 38.
- Coombs D. S. Present status of the zeolite facies. Mol. Sieve Zeolite I. Wash. D. C., 1971.
- Coombs D. S., Ellis A. J., Five W. S., Taylor A. The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis. — Geochim. et cosmochim. acta, 1959, vol. 17, No. 1/2.
- Hay R. L. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1966, No. 85.
- Ijima A. Effects of sodium concentration in pore water to zeolite diagenesis. IX Congr. internat. de sedimentologie. Nice, 1975.
- Ijima A., Utada M. Present day zeolitic diagenesis of the Neogene geosynclinal deposits in the Niigata. Mol. Sieve Zeolite I. Wash. D. C., 1971.
- Joulié F., Bonifas M., Camez Th. Analcimolites sédimentaires dans le continental intercalaire du Sahara central (Bassin du Niger A. O. F.) — Bull. Serv. carte géol. Alsace et Lorraine, 1958, t. 11, Fasc. 2.
- Keller W. D. Analcime in the Popo Agie member of the Chugwater formation. — J. Sediment Petrol., 1952, vol. 22, No. 1.
- Mariner R. H., Surdam R. C. Alkalinity and formation of zeolites in saline alkaline lakes. — Science, 1970, vol. 170, No. 3961.
- Murata K. J., Whiteley K. R. Zeolites in the Miocene Briones Sandstone and related formations of the central Coast Ranges, California. — J. Res. U. S. Geol. Surv., 1973, vol. 1, No. 3.
- Otalora G. Zeolites and related minerals in Cretaceous rocks of the East-Central Puerto Rico. — Amer. J. Sci., 1967, vol. 262, No. 6.
- Surdam R. C., Parker R. D. Authigenic aluminosilicate minerals in the tuffaceous rocks of the Green River formation, Wyoming. — Bull. Soc. Amer., 1972, vol. 83, No. 3.
- Thomson A. B. Laumontite equilibria and zeolite facies. — Amer. J. Sci., 1970, vol. 269, No. 3.

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАТИВНОСТИ ВКЛЮЧЕНИЙ В ГАЛИТЕ

В. М. КОВАЛЕВИЧ

В работе «Использование данных о составе и температуре гомогенизации микровключений в кристаллах солей для решения генетических вопросов» С. В. Ходькова (1977) подвергает критике выводы автора (Ковалевич, 1975) об условиях образования верхневоротыщенских отложений в районе Стебника (Предкарпатье), сделанные на основании результатов исследования включений минералообразующих растворов в галите. Одновременно С. В. Ходькова ставит вопрос о том, что нами преувеличивается роль методик исследования включений в решении генетических вопросов. В связи с этим автор считает необходимым ответить на критические замечания, приведенные в указанной работе С. В. Ходьковой.

1. В нашей статье отмечалось, что условия образования галогенных отложений в районе Стебника в значительной мере выяснены ранее, в том числе и С. В. Ходьковой. Поэтому, исследуя включения в галите этих отложений, мы рассчитывали, с одной стороны, получить данные для конкретизации условий их образования, а с другой,—обосновать те или иные представления, учитывая существующие разногласия.

При изучении условий образования соленосных отложений Стебнического месторождения мы не ограничивались физико-химическими исследованиями включений. В работе приведены также данные о морфологии скелетных образований галита, структурно-текстурных особенностях каменной соли и др. Так, например, одна из разновидностей галита описана следующим образом: «Первичный галит образует прослои зернистой каменной соли как во вмещающих отложениях, так и внутри калийных пластов. Наиболее распространены мелкозернистые разности каменной соли. Зерна галита имеют неправильную, слегка удлиненную форму и ориентированы длинной осью согласно напластованию пород. В некоторых зернах (в среднем в одном зерне из 30—50) установлены реликты первично-седиментационных включений маточных рассолов. Реликты включений образуют четкую форму скелетного кубического кристалла (зародыша)... В отдельных прослоях каменной соли среди вмещающей соленосной толщи в галите обнаружены включения, образующие в вертикальном разрезе прослоев характерный рисунок елочки» (Ковалевич, 1975, стр. 43—44). Нам представляется, что такая характеристика в структурно-текстурном отношении является однозначной, понятной для всех геологов, занимающихся солями, и не требует дополнительных зарисовок стенок горных выработок и образцов (фотографии скелетных образований галита нами приводились), как это предлагает С. В. Ходькова.

Учитывая сказанное, следующее замечание С. В. Ходьковой о том, что «параметры изученных микровключений (состав, температура гомогенизации) сами по себе, очевидно, не указывают на принадлежность микровключения и минерала-хозяина (Калюжный, 1960) к определенному этапу литогенеза» (Ходькова, 1977, стр. 140), не может относиться к нашей работе, поскольку мы не высказывали противоположного мнения и в своих генетических выводах использовали не только данные физико-химического исследования включений. Кроме того, ссылка С. В. Ходьковой на работу В. А. Калюжного (1960) здесь не служит подтверждением тезиса, так как в этой работе В. А. Калюжный совершенно не затрагивает вопроса литогенеза осадочных пород.

2. При определении значения методик исследования включений для решения генетических вопросов С. В. Ходькова констатирует: «Выяснение генетической природы минеральных разновидностей относится к компетенции структурно-текстурного петрографического анализа. Выделенные этим методом генетические минеральные разновидности являются генетическими «реперами», опираясь на которые, можно относить данные о составе и температуре гомогенизации жидких и газовой-жидких микровключений к той же стадии литогенеза, что и заключающий их кристалл. Без выполнения этого условия попытки генетического истолкования данных изучения микровключений не имеют смысла» (Ходькова, 1977, стр. 141).

Такое понимание роли методик исследования включений для решения генетических вопросов кажется нам слишком односторонним и категоричным. Рассмотрим наши выводы.

Во-первых, исследование включений (для решения генетических вопросов) не сводится к определению физико-химических параметров (состава, температуры гомогенизации), а предполагает изучение ряда других особенностей, в первую очередь — определение генетического типа самих включений. Это необходимо, так как для характеристики условий образования «генетического репера» (кристалла) могут использоваться только первичные включения, а не все заключенные в кристалле, как полагает С. В. Ходькова (здесь термин «первичный» отражает сингенетичность включений содержащим их кристаллам и не имеет отношения к первичности, седиментационному происхождению самих кристаллов). Одним из признаков первичности (сингенетичности) включений является их приуроченность к зонам роста кристаллов. Детально вопрос генетической классификации включений рассмотрен в работах Н. П. Ермакова (1950), В. А. Калужного (1960), О. И. Петриченко (1973) и др.

Во-вторых, галит является особым и пока единственным минералом, для которого (благодаря включениям) достоверно установлены характерные седиментационные зональные скелетные формы. Так, скелетные зародыши галита, кристаллизующиеся на поверхности рапы солеводного бассейна (озера), имеют форму «воронки» («лодочки»). Растущие на дне бассейна скелетные кристаллы галита дают в вертикальном сечении образующихся слоев каменной соли рисунок «елочки». Обнаружение таких субпараллельно ориентированных «елочек» в вертикальном срезе слоев каменной соли является не только однозначным признаком ее седиментационного происхождения, но и позволяет определить низ и верх слоя.

Таким образом, результаты исследования включений в галите часто позволяют делать однозначные выводы о его генезисе, причем даже при отсутствии данных о составе растворов и температуре гомогенизации включений. Поэтому вопрос генезиса галита нельзя относить только к компетенции структурно-текстурного петрографического анализа.

Приведенные нами доводы вытекают из работ М. Г. Валяшко (1951, 1962) и др., в которых описаны скелетные седиментационные образования галита современных соляных озер. И если С. В. Ходькова предлагает свою трактовку возможности использования включений для решения генетических вопросов, то в первую очередь необходимо было доказать необходимость положений указанных работ (ссылка на работы М. Г. Валяшко приводилась в нашей статье).

Физико-химические исследования включений минералообразующих растворов представляют собой следующий этап исследования, проводимый с целью выяснения генезиса изучаемых разновидностей минерала. Однако это не значит, что этому этапу отводится только пассивная роль — конкретизации условий образования кристаллов, принадлежность которых к определенной стадии литогенеза установлена на основании структурно-текстурного анализа. Рассмотрим это на примере ре-

зультатов исследования включений в галите соленых отложений Предкарпатья (Ковалевич, 1975, 1976, 1977, 1978; Петриченко и др., 1974).

При изучении галита из прослоев зернистой каменной соли получены следующие результаты. В отдельных зернах галита установлены скелетные седиментационные образования — «воронки», «елочки». Скелетные кубические кристаллы-зародыши как особую форму седиментационного галита — галита высаливания — мы здесь не рассматриваем. Ее детальная характеристика приведена нами в других работах (Ковалевич, 1977, 1978). Включения минералообразующих растворов в скелетном галите («воронках», «елочках») только однофазовые жидкие, что свидетельствует о кристаллизации его при относительно низкой температуре (по-видимому, не выше 40°С). Химический состав растворов включений исключительно сульфатно-магниевого подтипа сульфатного типа и по соотношению основных компонентов близок к составу современной сгущенной океанической воды. Растворы включений находятся под давлением, близким к атмосферному.

По крупнокристаллическому галиту получены существенно другие результаты. Зональность кристаллов не дает форм, характерных для седиментационного галита. Включения чаще всего двух- и трехфазовые (температура гомогенизации составляет около 70°С). Химический состав растворов изменяется от сульфатного до хлоридного с высоким содержанием кальция (до 60 г/л). Растворы включений, как правило, насыщены газами и находятся под повышенным давлением (до 100 атм и более).

Полученные результаты с учетом структурно-текстурных особенностей пород позволили сделать вывод о том, что прослой зернистой каменной соли действительно являются седиментационными образованиями. Кристаллизация этой соли происходила в условиях мелководного солеродного бассейна из рассолов, близких по составу к современной сгущенной океанической воде. Крупнокристаллический галит по этим данным, кристаллизовался в условиях сравнительно высоких температуры и давления. Минералообразующие растворы были насыщены газовыми компонентами, и их состав изменялся в зависимости от состава вмещающих пород. Следовательно, можно говорить, что этот галит образовался на стадии позднего диагенеза, по М. Г. Валяшко (1962), или катагенеза, по Н. М. Страхову (1962).

Теперь представим себе, что мы исследуем первичные (сингенетические) включения в образце крупнокристаллического галита из Предкарпатья, для которого структурно-текстурные признаки и характер зональности кристаллов не дают однозначного вывода о его генезисе. И если нами установлено (как частный случай), что растворы включений в этом галите имеют хлоркальциевый состав, насыщены газами, находятся под повышенным давлением, а температура гомогенизации включений близка к 70°С, то несомненно, что это катагенетический галит (по Страхову, 1962). Таким образом, при достаточно высокой степени изученности включений в галите конкретного района данные о физико-химических параметрах растворов включений могут приобретать самостоятельное значение для выяснения генезиса изучаемых разновидностей.

Еще одним примером подобного использования физико-химических данных могут служить результаты исследований, выполненных О. И. Петриченко (1977). В галите девонских отложений каменной соли Днепровско-Донецкой впадины установлены первичные существенно газовые включения с высоким внутренним давлением (сотни атмосфер), что является бесспорным свидетельством перекристаллизации галита в условиях глубоко захороненной залежи. О своеобразных условиях перекристаллизации свидетельствуют также включения нефти и уголекислоты в галите.

Разумеется, мы не предлагаем использовать физико-химические данные вообще в отрыве от результатов структурно-текстурного анализа или любых других видов анализа, которые могут способствовать решению рассматриваемого вопроса.

3. С. В. Ходькова возражает против приведенного нами подразделения галита месторождения на первичный (седиментационный) и вторичный (перекристаллизованный), считая его не отвечающим «современному уровню развития литологии вообще и уровню изученности литологии Предкарпатских месторождений в частности» (1977, стр. 141). Однако вслед за этим сказано, что «понятие «первичный» — синоним понятия «седиментационный» и достаточно четко выражает начальный, первый этап литогенеза» (там же). Подчеркнем, что другой смысл в эти понятия мы и не вкладывали. Значит, остаются претензии к понятиям «вторичный» и «перекристаллизованный», которые, по мнению С. В. Ходьковой, «в генетическом отношении ничего конкретно не выражают» (там же). Для ответа в данном случае используем определение термина «перекристаллизация», которое приведено в «Геологическом словаре» (1973). В этом определении ни слова не сказано о том, что термин перестал отвечать современному уровню развития литологии и что он не имеет конкретного генетического смысла. Поэтому противоположное мнение мы можем считать необоснованным.

Нам могут быть понятны претензии к приведенному подразделению галита и терминам только с тех позиций, что С. В. Ходькова на основании структурно-текстурного петрографического анализа выделяет на Стебникском месторождении три генетические разновидности минерала. Однако, ориентируясь на полученные нами данные, в том числе и по включениям в галите, мы не можем считать такое подразделение доказанным, хотя бы из-за разногласий о генезисе прослоев зернистой каменной соли, которые С. В. Ходькова считает жилами, образованными на стадии катагенеза.

Нужно также отметить, что термин «перекристаллизованный» в таком общем понимании его (без указания конкретной стадии литогенеза) употреблен нами для описания галита месторождения в начале статьи (Ковалевич, 1975), как бы характеризуя еще недостаточную, по нашему мнению, степень изученности вопроса. В конце той же статьи дается на основании результатов исследования включений расшифровка условий образования изученной нами разновидности перекристаллизованного галита, а именно указывается, что перекристаллизация галита произошла в условиях повышенных температуры и давления после погружения осадков на большую глубину, т. е. на стадии позднего диагенеза (по Валяшко, 1962).

Можно ли считать, что приведенное нами подразделение галита основывается, как пишет С. В. Ходькова (1977, стр. 141), «...на устаревшем представлении о седиментационной (первичной) природе калийных пород Предкарпатских (в том числе Стебникского) месторождений, согласно которому формирование их протекало в единой геохимической обстановке — обстановке солеродного бассейна»? В самой постановке вопроса уже кроется противоречие, так как нами выделялся седиментационный и перекристаллизованный галит, а последний никак не мог формироваться в обстановке солеродного бассейна. Этому полностью противоречат также выводы, приведенные в нашей статье: «Таким образом, процессы перекристаллизации затрагивают не только галит, но и калийные минералы. Очевидно, современный облик калийные залежи месторождения (минеральный состав, структура пород) приобрели именно благодаря процессам перекристаллизации на стадии позднего диагенеза в условиях повышенных температуры и давления» (Ковалевич, 1975, стр. 49).

4. Вопрос о происхождении прослоев зернистой каменной соли мы

уже частично рассматривали. По этому поводу С. В. Ходькова пишет: «Судя по макроскопическим характеристикам, формы галита, описанные В. М. Ковалевичем как седиментационные слоистые образования, представляют собой слепоподобные галитовые жилы, возникшие на стадии катагенеза» (Ковалевич, 1977, стр. 142). Решение этого вопроса имеет принципиально важное значение для понимания условий образования галогенных отложений Предкарпатья, а также для расшифровки их геологического строения. Подобные прослои в сочетании с другими прослоями галогенных отложений используются в настоящее время на Стебникском и Калуш-Голыньском месторождениях в качестве маркирующих. Если признать, что это жилы катагенетического происхождения, то такое их использование недопустимо.

Для доказательства седиментационного происхождения прослоев каменной соли нами использовалось наличие в зернах галита этих прослоев зональных скелетных седиментационных образований. Вопреки мнению С. В. Ходьковой, в качестве седиментационного признака нами рассматривались не вообще зональность кристаллов, а вполне определенная зональность, характерная только для седиментационного галита (см. пункт 2 данной статьи). Несомненно, диагностика скелетных седиментационных образований галита в каменной соли Предкарпатья затруднена, поскольку эти образования сохранились в виде весьма редких реликтов. Однако в комплексе с данными структурно-текстурного анализа пород и данными изучения физико-химических параметров (приведены в пункте 2 статьи) факт седиментационного происхождения этой соли не вызывает сомнений.

Несколько слов о структурно-текстурных особенностях описываемой соли, которые рассматриваются нами как признак ее седиментационного происхождения, а С. В. Ходьковой — катагенетического. Многие прослои при их средней мощности в 3—8 см прослеживаются на значительные расстояния (в пределах месторождений), и, как уже говорилось, некоторые из них используются в качестве маркирующих. Выклинивание отдельных прослоев при таком интенсивном тектоническом смятии отложений, как в Предкарпатье, — не довод в пользу их катагенетического происхождения. Для многих прослоев каменной соли характерна слоистая текстура, обусловленная различным содержанием терригенного материала в слоях. Зерна галита имеют удлиненную форму, что является естественным результатом тектонических воздействий на соль (Страхов, 1962). Кроме того, неправдоподобным представляется, чтобы галитовые жилы, возникшие на стадии катагенеза, полностью повторили ту интенсивную складчатость вплоть до микроскладок, которая характерна для соленосных отложений Предкарпатья.

Поэтому мы считаем, что описываемая зернистая каменная соль в значительной мере преобразована на стадиях диагенеза и катагенеза (о чем свидетельствует и удлиненная форма зерен), однако происхождение ее седиментационное.

5. Суть последнего замечания С. В. Ходьковой изложена следующим образом: «Попадание фигуративных точек растворов на те или иные участки так называемой морской диаграммы (приведенной в нашей статье.— В. К.) совсем не означает, что растворы эти являются морскими.... Составы, отвечающие фигуративным точкам диаграммы, могли быть образованы как испарением океанической воды, так и растворением в подземной обстановке пород...» (1977, стр. 142).

Но выводы о генезисе растворов делались нами не на основании анализа положения фигуративных точек их состава на диаграмме (хотя и это имеет важное значение), а на основании принадлежности исследуемых растворов к определенной разновидности галита, выделение которой обосновано всем комплексом проведенных исследований. Совершенно очевидно, например, что растворы включений в седиментационном

галите независимо от того, какое положение занимают фигуративные точки их состава на диаграмме, могут характеризовать только рапу солеродного бассейна и никак не могут быть образованы в подземной обстановке. В связи с изложенным последнее замечание С. В. Ходьковой мы можем рассматривать только как результат неправильной трактовки материала нашей статьи.

6. Из всего сказанного мы можем сделать вывод, полностью противоположный приведенному С. В. Ходьковой.

Методы исследования включений следует привлекать не только для конкретизации условий образования генетических разновидностей минералов, выделенных на основании структурно-текстурного петрографического анализа, их необходимо привлекать также для обоснования выделения этих разновидностей. Проблема генезиса минералов (особенно если это касается галита) не должна искусственно ограничиваться компетенцией структурно-текстурного петрографического анализа.

ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М. Г. Структурные особенности отложений современного галита.— Минералогический сб. Львовск. геол. о-ва, 1951, № 5.
- Валяшко М. Г. Закономерности формирования месторождения солей. Изд-во Моск. ун-та, 1962.
- Геологический словарь, т. 2. М., «Недра», 1973.
- Ермаков Н. П. Исследование минералообразующих растворов. Изд-во Харьк. ун-та, 1950.
- Калужний В. А. Методи вивчення багатофазових включень у мінералах. Київ, Вид-во АН УРСР, 1960.
- Ковалевич В. М. Условия образования верхневорыщенских галогенных отложений в районе Стебника (по включениям в галите).— В сб.: Геология и геохимия горючих ископаемых, вып. 44. Киев, «Наукова думка», 1975.
- Ковалевич В. М. Некоторые геохимические особенности и физико-химические условия формирования ворыщенской соленосной формации Предкарпатья. Автореф. канд. дис. Львов, 1976.
- Ковалевич В. М. Каменная соль высаливания в миоценовых галогенных отложениях Восточного Предкарпатья.— В кн.: Геология и геохимия соленосных формаций Украины. Киев, «Наукова думка», 1977.
- Ковалевич В. М. Физико-химические условия формирования солей Стебникского калийного месторождения. Киев, «Наукова думка», 1978.
- Петриченко О. И. Методи дослідження включень у мінералах галогенних порід. Київ, «Наукова думка», 1973.
- Петриченко О. И. Атлас микровключений в минералах галогенных пород. Киев, «Наукова думка», 1977.
- Петриченко О. И., Ковалевич В. М., Чалый В. Н. Геохимическая обстановка солеобразования в тортономском бассейне Северо-Западного Предкарпатья.— В сб.: Геология и геохимия горючих ископаемых, вып. 41. Киев, «Наукова думка», 1974.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Ходькова С. В. Использование данных о составе и температуре гомогенизации микровключений в кристаллах солей для решения генетических вопросов.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 6.

Институт геологии и геохимии
горючих ископаемых АН УССР,
Львов

Дата поступления
5.VII.1978

УДК 553.553 : 551.71/72

О РОЛИ БИОГЕННОГО ФАКТОРА В ОБРАЗОВАНИИ МРАМОРОВ СЛЮДЯНСКОЙ СЕРИИ ДОКЕМБРИЯ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕРЕВАЛ

М. А. АНДРИАНОВ

На месторождении мраморов Перевал, расположенном вблизи г. Слюдянка, развиты карбонатные породы слюдянской серии, возраст которой определяется как архейский (Елизарьев, Голдырев, 1958; Елизарьев, 1962, 1966, 1978; Шафеев, 1964, 1965, 1968) и даже по А. А. Ар-

сеневу, «...протерозойский, а может быть, и нижнерифейский» (Юдин, Арсеньев, 1970, стр. 19). Л. П. Никитина (1964) относит слюдянскую серию к архею (2500—2330 млн. лет), ссылаясь на определения К—Аг-методом абсолютного возраста пироксенов и амфиболов из ортоамфиболитов.

Возраст гнейсовой толщи шарыжалгайской серии, на которой без перерыва залегает карбонатная толща слюдянской серии, определен Рb-изохронным методом и методом «точки современного Рb» и равен в среднем 2900 ± 300 млн. лет (Соботович и др., 1965).

Достоверных ископаемых органических остатков, которые можно было бы использовать в целях стратификации карбонатной толщи, до сих пор не было встречено. Видимо, поэтому большинство исследователей слюдянской толщи высказывали предположение, что входящие в ее состав карбонатные породы образовались так же, как химические осадки, без участия организмов (Роненсон, 1957; Жеру, 1959, и др.). Только в работах Ю. З. Елизарьева (1966, 1978) приводятся описания текстур кальцитовых мраморов, которые он предположительно считает биогенными.

Впервые ископаемые водорослевые образования в мраморах месторождения Перевал были обнаружены нами в 1974 г. (Андрианов, 1978). Характерная особенность строения толщи — ритмичное чередование слоев кальцитовых, доломитовых и кальцит-доломитовых мраморов, а также кальцифиров и пород кварц-силикатного состава. Слоистая текстура толщи подчеркивается сменой минерального состава, окраски и изменениями структурно-текстурных особенностей пород. Нами приводится описание разреза общей мощностью 300 м, отвечающего пачкам IV, V в схеме Ю. З. Елизарьева (Елизарьев, Голдырев, 1958). Если разрез, сложенный двумя пачками Ю. З. Елизарьева, принять за единую толщу, а более однородные по литологическому составу части разреза считать пачками, то схематично строение толщи можно представить в следующем виде.

Снизу выделяются две пачки в разной степени доломитовых мраморов с полосчатой и линзовидно-полосчатой текстурой (25 и 40 м), разделенных пачкой кальцитовых массивных мраморов (25 м).

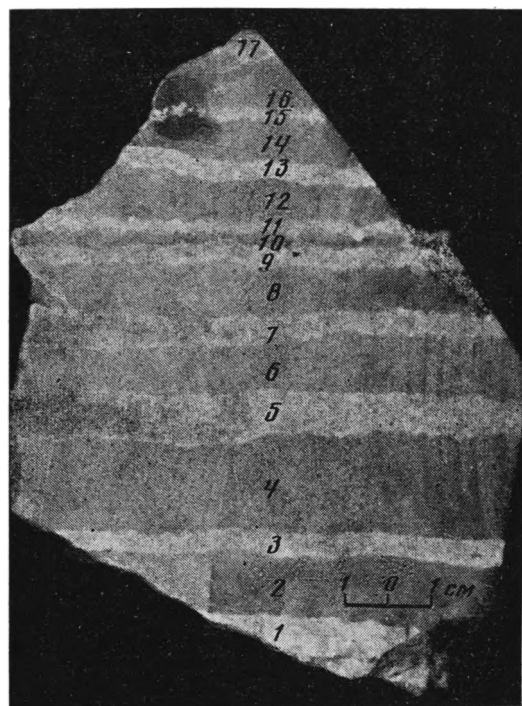
В средней части толщи выделяются две пачки кальцитовых мраморов (70—75 и 50 м), разделенных пачкой существенно доломитовых мраморов с прослоями кальцифиров общей мощностью порядка 50 м. Для нижней пачки кальцитовых мраморов характерно присутствие тел мраморов с гигантозернистой текстурой и линзовидных тел кварцевых пород. Верхняя пачка представлена кальцитовыми мраморами с графитом в виде чешуек и линзовидных образований, а также с зернами кварца.

В верхней части толщи выделяется пачка кальцитовых, кальцит-доломитовых и доломитовых мраморов с прослоями кальцифиров общей мощностью не менее 40 м.

Особенностью строения доломитовых пачек толщи является более частое переслаивание слоев, мощность которых составляет от 1—2 до 4—5 м. Слои существенно доломитового состава с полосчатой и линзовидно-полосчатой текстурой более, чем слои кальцитовых мраморов, обогащены кварцем и силикатными минералами. В них встречаются линзовидные и лентовидные образования с лазуритом, глауколитом и другими минералами, состав которых указывает на то, что в первично-осадочных породах, по-видимому, были сульфатные и галогенные минералы.

Особое внимание мы обращаем на пачки и слои доломитового состава главным образом потому, что среди полос молочно-белого и розового цвета нами обнаружены водорослевые образования. Всего отмечено 18 уровней (слоев) с водорослевыми образованиями: 9 в нижней части разреза, 7 в средней, 2 в верхней. Границы между чередующимися слой-

ками с комочками водорослевых образований и без них резкие. В этих породах преобладает параллельно-слоистая текстура, однако встречаются участки, где «водорослевые» слои образуют раздувы, выклиниваются или расщепляются. Толщина слоев составляет от 2—3 мм до 1—2 см и более. Обычно они составляют меньшую часть породы, хотя иногда их доля может быть равной и даже большей. Изменения толщины слоев, их своеобразная ритмичность, связанная с активизацией



Фиг. 1. Полосчатая (слоистая) текстура кальцит-доломитового мрамора. Белые полосы содержат комочки водорослевых образований. Обр. 52/74.
Монолит

или затуханием биогенного фактора породообразования, хорошо иллюстрируются на примере обр. 52/74 (фиг. 1), представляющего один из вариантов чередования слоев с водорослевыми образованиями и без них. Здесь суммарная мощность слоев с комочками соотносится с мощностью слоев без комочков как 1 : 2:

№ слоя в монолите	Толщина слоев с «водорослями», мм	№ слоя в монолите	Толщина слоев без «водорослей», мм
1 и 3	14—6	2 и 4	15—23
5 и 7	10—5	6 и 8	14—9
9 и 11	5—4	10 и 12	3—8
13 и 15	4—2	14 и 16	11—12
17	3		

Макроскопически водорослевые образования представлены плотными скрытокристаллическими комочками размером 3—5 мм и более. Они составляют от 1—3 до 20—30% и более объема породы водорослевого слоя. В пределах слоя иногда отмечается нечеткая слоистость, обусловленная сменой или чередованием зон с более крупными и более мелкими комочками. Большинство образований, по-видимому, относится к

строматолитам со слоистым строением, часто ориентированным параллельно слоистости слоя (фиг. 2). Не исключено, что однообразная ориентировка слоев слоя и полосок в комочках указывает на прижизненное захоронение последних.

Форма комочков чаще обтекаемая, конусовидная, причудливая, как бы состоящая из нескольких слипшихся комочков. Кроме слоистых форм, наблюдаются образования с ячеистым, сетчатым строением. На фиг. 3 отчетливо видно совместное нахождение в пределах одного комочка образований с сетчатым и слоистым строением. Также встречаются сгустки и, возможно, их фрагменты неясного строения, по-видимому, находящиеся в нарушенном залегании. Обнаружены также комочки, у



Фиг. 2. Форма, размер, строение и распределение в водорослевом слое некоторых разновидностей водорослевых образований. Обр. 89^а/74. Шлиф, общий вид, $\times 6$

которых микроволокнистые слои сменяются слоями с бесструктурным или призматическим строением.

Если единичные полоски в строении комочков считать за годовичные, то скорость нарастания для разных по форме тел составляет от 1 до 20—50 мк в год.

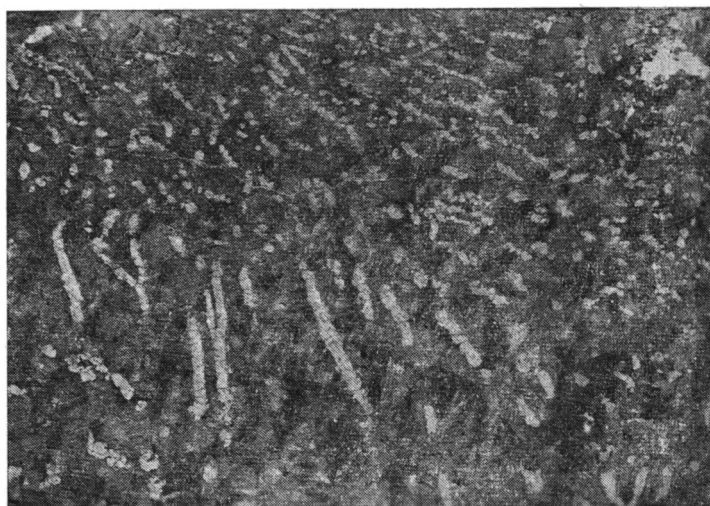
Анализ геологических и литологических особенностей строения карбонатной толщи указывает на осадочное ее происхождение; а сгустковые тела в полосчатых и линзовидно-полосчатых доломитовых мраморах — биогенные, водорослевые образования¹. Значит, метаморфические карбонатные породы разного состава даже при глубокой их переработке не являются совершенно немymi и сохраняют в себе определенную информацию, заложенную на стадии образования первичных осадочных пород. Обнаружение достоверных водорослевых образований хорошей сохранности в породах слюдянской серии служит подтверждением сказанному и важно как для выявления условий образования карбонатных пород, так и для их стратификации.

В пачках и слоях, сложенных мраморами кальцит-доломитового состава с полосчатой текстурой, в кальцитовой массе и монокристаллах кальцита часто встречаются пертитоподобные образования (пертиты) доломитового, реже кальцитового состава. По форме они бывают линзо-

¹ По мнению палеофитологов З. А. Журавлевой (ГИН АН СССР) и Л. Г. Вороновой (ПИИ АН СССР), рассмотренные слоистые сгустковые образования являются водорослевыми.



Фиг. 3. Совместное нахождение слоистых (1) и сетчатых (ячеистых) (2) водорослевых образований в одном комочке. Обр. 2/74. Шлиф, фрагмент, $\times 50$, без анализатора



Фиг. 4. Пертитовидные образования. Видны удлиненные призматические, расщепляющиеся, округлые тела доломита (на фото — светлые) в кальцитовой массе. Обр. 118⁶/74. Шлиф, общий вид, $\times 8$

видные, удлиненные, прямые или изогнутые, иногда расщепляющиеся или образующие раздувы, местами изометричные и округлые. Длина тел колеблется от долей миллиметра до 3 мм. В общем плане пертитоподобные тела ориентированы перпендикулярно слоистости, беспорядочно или образуют веер (фиг. 4). Они удалены друг от друга примерно на равные расстояния, а у отдельных тел просматривается поперечная полосчатость.

Природа так называемых пертитов трактуется различными исследователями по-разному.

По представлениям М. И. Жеру (1959, стр. 11), «...изопертитовая структура... образуется, видимо, благодаря замещению доломита кальцитом по определенным системам трещин» (доломит остаточный).

Ю. З. Елизарьев (Голдырев, Елизарьев, 1960) полагает, что образование пертитов происходит в начальную стадию магнезиального метасоматоза по кальциту (доломитизация), и, наконец, по мнению В. Н. Вишнякова (1973), пертитовидные сростания доломита с кальцитом являются результатом распада при высокой температуре высокомагнезиального кальцита на доломит и кальцит.

Анализируя пертиты — изогнутые, ветвящиеся, образующие скопления в виде веера, часто имеющие округлое поперечное сечение и полосчатое строение, мы приходим к выводу о, возможно, биогенном водорослевом их происхождении. Жесткие условия метаморфизма и гипергенеза изменили структурный облик породы и в большинстве случаев не оставили прямых свидетельств, указывающих на водорослевое происхождение. Однако по косвенным признакам (форма тел) большинство образований следует отнести к водорослевым. Вместе с тем мы не исключаем возможности наложения на рассмотренные структуры вторичных процессов, которые могли заметно преобразовать состав, форму и взаимоотношение тел с вмещающей породой.

Таким образом, впервые получен фактический материал, свидетельствующий о широком участии простейших организмов в формировании карбонатных пород слюдянской серии. Обнаружение обильных остатков водорослевых образований поможет уточнить возраст слюдянской серии. Вместе с тем возникает вопрос о причинах многообразия структурных и текстурных особенностей карбонатных пород разного или близкого состава, возникших при одинаковых или близких параметрах метаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреанов М. А. Особенности строения и вещественного состава карбонатной толщи слюдянской серии докембрия на месторождении Перевал. — В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов-на-Дону, 1978.
- Вишняков В. Н. Карбонатные породы района Слюдянских флогопитовых месторождений и некоторые вопросы их метаморфизма (Юго-Западное Прибайкалье). — Автореф. канд. дис. Иркутск, 1973.
- Голдырев Г. С., Елизарьев Ю. З. Графические структуры в мраморах Слюдянского архея. — Зап. Восточно-Сибирск. отд. ВМО, 1960, вып. 2.
- Елизарьев Ю. З. К стратиграфии архея Юго-Западного Прибайкалья. — В кн.: Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы. М., 1962 (Тр. Вост.-Сиб. Геол. ин-та СО АН СССР, сер. геол., вып. 5).
- Елизарьев Ю. З. Онколитоподобное образование в верхнеархейских мраморах Прибайкалья. — Докл. АН СССР, 1966, т. 169, № 1.
- Елизарьев Ю. З., Голдырев Г. С. Архейские мраморы месторождения Перевал (геологический очерк). — В кн.: Материалы по геологии полезных ископаемых Восточной Сибири. Иркутск, 1958. (Тр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР. Сер. геол., вып. 14).
- Елизарьев Ю. З. О возможном происхождении гигантозернистых мраморов верхнего архея Прибайкалья. — В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов-на-Дону, 1978.
- Жеру М. И. Минералого-петрографическая характеристика и генезис горных пород месторождения Перевал (Южное Прибайкалье). — Автореф. канд. дис. М., 1959.
- Никитина Л. П. Обсуждение радиологических данных о возрасте докембрийских пород. — В кн.: Докембрий Восточного Саяна. М. — Л., «Наука», 1964.
- Роненсон Б. М. Слюдянское месторождение флогопита. — Автореф. канд. дис. М., 1957.
- Соботович Э. В., Гращенко С. М., Ловцюс А. В. Возраст пород шарыжалгайской серии (Байкальская глыба). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 9, стр. 38—41.
- Шафеев А. А. Стратиграфия и метаморфизм докембрия Юго-Западного Прибайкалья. — Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 3.
- Шафеев А. А. Вопросы стратиграфии и метаморфизма докембрия Юго-Западного Прибайкалья и Центрального Хамар-Дабана. — Геол. и геофизика, 1965, № 2.
- Шафеев А. А. Проявление вторичной минерализации по тектоническим трещинам в архейских мраморах Южного Прибайкалья. — Зап. ВМО. Сер. 2, 1968, ч. 97, вып. 1.
- Юдин Н. И., Арсеньев А. А. Фосфатность древних толщ юга Восточной Сибири. М., «Наука», 1970.

К СЕМИДЕСЯТИЛЕТИЮ ГЕОРГИЯ АЛЕКСЕЕВИЧА СМЕРНОВА

9 ноября 1979 г. исполнилось 70 лет со дня рождения доктора геолого-минералогических наук Георгия Алексеевича Смирнова.

Г. А. Смирнов в 1937 г. окончил геологический факультет Уральского государственного университета им. А. М. Горького, и с этого времени началась его научная деятельность, целиком связанная с изучением геологии и полезных ископаемых Урала. Сначала он работал в Уральском геологическом управлении, а с 1948 г. в Горно-геологическом институте Уральского филиала АН СССР. Он является ветераном Финской и Великой Отечественной войн.

Г. А. Смирнов — исследователь широкого профиля. Он проводил геологическое картирование в различных районах Урала, выяснил их тектоническое строение и развитие, много сделал для разработки региональной стратиграфии палеозоя. Им, в частности, была составлена геологическая карта участка Магнитогорского железорудного месторождения, выяснены стратиграфия и тектоническая структура Уфимского амфитеатра, где доказано наличие покровов, и проведено много других тектонических и стратиграфических исследований.

Но особенно велика заслуга Г. А. Смирнова в разработке палеогеографии. В 1961 г. он организовал и возглавил лабораторию литологии и фациального анализа. С этого времени его деятельность связана с планомерным изучением палеозойской палеогеографии Урала. Одна за другой появляются монографии, сопровождаемые картами, выпускаемые под общим названием «Материалы к палеогеографии Урала», написанные Г. А. Смирновым вместе с учениками и сотрудниками. К настоящему времени изданы монографии, посвященные франскому, фаменскому, турнейскому, визейскому векам и среднему карбону. Они основаны на большом детально проработанном материале и дают яркое представление о характере и сложной истории палеозойских геосинклинальных морей Урала — их батиметрии, осадках и вулканизма, а также о размещении осадочных полезных ископаемых (бокситы, угли, железные и марганцевые руды). Шаг за шагом прослежена история бассейнов, определяемая тектоническим развитием области. Составленные палеогеографические карты отражают связь геосинклинальных морей с морями Русской платформы. Восстанавливая картину прошлого Уральской геосинклинали, Г. А. Смирнов совершенствовал методы фациального и литологического анализа. Здесь следует упомянуть его интересные исследования о диагенетическом происхождении ритмитов, основанные не только на полевых наблюдениях, но и на эксперименте.

Палеогеографические исследования Г. А. Смирнова имеют не только научное, но и практическое значение: они могут оказать большую пользу при составлении прогнозных и металлогенических карт. В этой связи уместно напомнить, например, что Г. А. Смирнов показал существование на Урале двух независимых поясов раннекарбонového угленакпления: восточного и западного, связанных с разными поднятиями.

Г. А. Смирнов и руководимый им коллектив лаборатории принимал участие в работе по составлению Атласа палеогеографических карт карбона СССР. Эта работа докладывалась на XXI сессии Международного геологического конгресса. При сопоставлении Атласа палеогеографических карт СССР, изданного под редакцией акад. А. П. Виноградова, Г. А. Смирнов был членом Главной редакции и автором уральского раздела, относящегося к среднему палеозою. Итогом палеогеографических исследований явился анализ тектонического развития Урала в среднем палеозое, на основании которого им были сформулированы существенно новые положения о времени заложения, продолжительности существования, специфике развития отдельных крупных структурно-формационных зон Урала: Восточно-Уральского поднятия и прогиба, Магнитогорского мегасинклинория, зоны Уралтау и др. При этом показано сходство главных черт геологического развития Урала с некоторыми другими складчатыми системами мира.

Г. А. Смирнов всегда интересовал вопросы истории геологии. Ему принадлежит ряд статей исторического характера. Являясь членом Комиссии по геологической изученности СССР, Г. А. Смирнов прилагает немало усилий для организации работы по

изданию многотомной монографии «Геологическая изученность СССР». Под его научным руководством уже вышло четыре книги этого издания (т. 14, «Средний Урал»).

Список научных трудов Г. А. Смирнова включает около 100 наименований.

Георгий Алексеевич Смирнов — тонкий наблюдатель, человек пытливого ума и огромной работоспособности, он много сделал для познания сложной геологии Урала. От души желаем ему здоровья и новых творческих успехов.

*А. В. Пейве, А. Л. Яншин, С. Н. Иванов,
П. П. Тимофеев, Г. И. Бушинский, А. М. Дымкин,
Г. Н. Папулов, И. В. Хворова, В. Н. Холодов*

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. KOSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. K. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOV, 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

Телефон 233-00-47 доб. 377

Зав. редакцией В. Д. КОМПАНЕЕЦ

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 3.12.79	Подписано к печати 21.01.80	Т-03917	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆
Высокая печать	Усл. печ. л. 14,0	Уч.-изд. л. 15,3	Бум. л. 5,0
			Тираж 1212 экз.
			Зак. 4816

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва К-62, Подсосенский пер., 21.
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10.

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

Наседкина В. Х. МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРУНДОВЫХ И ШПИНЕЛЕВЫХ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНОГО СКЛОНА БАТЕНЕВСКОГО КРЯЖА. 1977. 106 с. 75 к.

В работе рассматривается минералогия, петрография и геологическое строение месторождений корундовых и шпинелевых пород Сигангойского и Тигир-Тайдженевского месторождений. Дается промышленная оценка месторождений как возможных источников абразивного сырья.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, петрографов и минералогов.

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ МОНГОЛИИ. (Труды Совместной советско-монгольской геологической экспедиции. Вып. 22.) 1977. 236 с. 2 р. 70 к.

В книге приведены новые данные по стратиграфии осадочно-вулканогенных отложений различного возраста, изложены главнейшие черты истории геологического развития и формирования структур Монголии, рассмотрены вопросы гранитного и базальтоидного магматизма, время образования и становления гранитно-метаморфического слоя в структурах различного возраста и положение в них пород офиолитовой формации, а также некоторые проблемы магматогенного и осадочного рудообразования.

Работа представляет интерес для широкого круга геологов различных специальностей.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга-почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, 90, Академгородок, Морской проспект, 22; 620000 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.

Цена 1 р. 25 к.
Индекс 70493