

ISSN 0024-497X ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ Выходит 6 раз в год Москва

3

МАЙ — ИЮНЬ 1985

СОДЕРЖАНИЕ

40 лет победы над фашистской Германией	3
кьянес (58° с. ш.) Дриц В. А., Петрова В. В., Горшков А. И., Свальнов В. Н., Соколова А. Л., Сив- цов А. В., Карпова Г. В. Марганцевые минералы Fe—Мп-микроконкреций в осадках центральной части Тихого океана и их постседиментационные пре- облазования	5 17
Свальнов В. Н., Шевченко А. Я., Успенская Т. Ю., Гурвич Е. Г., Завадская Н. Н. Состав гидротермальных корок Красного моря Патык-Кара Н. Г., Яблоков К. В. Геохимические особенности донных осадков прибрежного шельфа арктических морей как показатель обстановок осадко-	40
накопления	53
Шванов В. Н. Аркозы и их минеральные разновидности . Шарданова Т. А. Терригенный комплекс среднего ордовика Селетинского синкли-	62
нория (центральный Казахстан) и осооенности его ооразования Валиев Ю. Я., Пачаджанов Д. Н., Адамчук И. П., Буриченко Т. И. Закономер- ности распределения и формы нахождения элементов семейства Fe в верх-	09
немеловых морских терригенных отложениях Гиссарского хребта Кропачева С. К., Филиппов С. А., Пономарев В. Е., Сизова Р. Г. Арагонит в сероносных породах Гаурдак-Кугитангского района Туркмении Хераскова Т. Н., Ильинская М. Н. Карбонатно-тефрогенные отложения хребта Дариби (юго-западная Монголия) Горбачев О. В. Кремнистые породы углеродистых формаций и их геохимические особечности	81 93 101
Краткие сообщения	
Большун Г. А., Федоров Н. В. Находка рыб в бокситах Южноуральского бас- сейна. Возраст бокситов Туманишвили Г. П. О парагенезисе марганиевых руд и рыбных остатков Юдин Н. И., Карпова М. И., Крутиков В. Ф., Красотов Ю. М., Степанова Т. И. Исследование апатитов Юго-Западного Прибайкалья методом электронного парамагнитного резонанса Юрель Г. Н., Ставрогин А. Н., Бочко Р. А. Изменение петрофизических свойств песчаников в условиях неоднородного сжатия и высоких поровых давлений	120 123 124 127
Методика	
Калмыкова Н. А. К вопросу методики изучения тяжелых минералов с целью расчленения и корреляции разрезов осадочных толщ	134

Хроника

Ильин	А.	В.,	Ратник	ова	Γ.	И.,	Яни	иин	А.	Л.	VII	Me	жду	иар	одн	ая	кон	фер	енці	ия	
по	фо	сфо	ритам	•	•	•	•	•	•	٠	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	140

© Издательство «Наука»,

[«]Литология и полезные ископаемые», 1985 г.

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR

3

MAY --- JUNE

.

1985

CONTENTS

40-th anniversary of the Victory over fascist Germany	3
rift zone (58° N) Drits V. A., Petrova V. V., Gorshkov A. I., Svalnov V. N., Sokolova A. L., Sivt-	5
sov A. V., Karpova I. V. Manganese minerals of Fe-Mn micronodules in se- diments of the Pacific central part and their postsedimentary transformation	17
Svalnov V. N., Shevchenko A. Ya., Uspenskaya T. Yu., Gurvich E. G., Zavad- skaya N. N. Composition of hydrothermal crusts in the Red Sea	40
the coastal shelf of arctic seas as an index of sedimentation setting	53 62
<i>Shardanova T. A.</i> Middle Ordovician terrigenous complex of the Seletinsky syn- clinorium (Central Kazakhstan) and peculiarities of its formation	6 9
Valiev Yu. Ya., Pachadzhanov D. N., Adamchuk I. P., Burichenko T. I. The distri- bution and ways of discovering the Fe family elements in upper Cretaceous	-
marine terrigenous deposits of the Gissar ridge Kropacheva S. K., Filippov S. A., Ponomarev V. E., Sizova R. G. Aragonite in sul-	81
phur-bearing rocks of the Gaurdak-Kugitang region in Turkmen SSR	93
Gorbachev O. V. Siliceous rocks in carbonaceous formations and their geochemical	101
Brief communications	114
Bolshun G. A., Fedorov N. B. Fish finds in bauxites of the South Uralian basin.	
The age of bauxites <i>Tumanishvili G. P.</i> On paragenesis of manganese ores and fish remnants <i>Yudin N. I. Karpong T. I.</i> The	120 123
investigation of apatites in South — West of the Cis-Baikalian region using the electron paramagnetic resonance method	124
Yurel G. N., Stavrogin A. N., Bochko R. A. Change of sandstone petrophysical cha- racteristics in the conditions of heterogeneous compression and high nore pres-	
sure	127

Methodology

Kalmykova N. A. On methods of investigating heavy minerals	wit	h a	1 V	iew	of	134
subdiving and correlating sections of sedimentary sequences	•		. •			
Chronicle						

Ilyın A.	V.,	Rat	nikova	1 G.	I.,	_ Y (ansn	n	4. L.	The	VII	Inte	erna	tiona	ar	Coni	егег	ice	оп	
Phos	spho	rites	з.	•	•	•	•			•		•	•	•	٠	•	•	•	•	140



40 ЛЕТ ПОБЕДЫ НАД ФАШИСТСКОЙ ГЕРМАНИЕЙ

9 мая 1985 года советский народ отмечает великую дату своей истории — 40 лет со дня окончательной Победы над германским фашизмом и милитаризмом.

Эта дата памятна всем советским людям; в тяжелых боях, с напряжением всех сил народа, заплатив миллионами жизней своих сыновей и дочерей, Советский Союз разгромил легионы вермахта и отвел страшную угрозу порабощения, нависшую над Европой и всем миром. Победа в Великой Отечественной войне продемонстрировала непоколебимое единство многонационального советского народа, его сплоченность вокруг родной Коммунистической партии и ее Центрального Комитета, неисчерпаемость производительных сил нашей великой Родины.

«Победа советского народа в этой войне, — говорится в Программе КПСС, — подтвердила, что в мире нет сил, которые могли бы остановить поступательное развитие социалистического общества».

Несмотря на огромные территориальные и людские потери в начале войны, наша страна сумела эвакуировать ряд важнейших промышленных предприятий с запада на восток, освоить минеральные богатства ряда новых районов Урала, Поволжья, Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии и создать на востоке страны мощную индустриальную базу.

В соответствии с военно-хозяйственным планом развития экономики был организован такой рост производства предприятий тяжелой индустрии, который уже в 1942 году обеспечил материально-технический перевес в борьбе с фашистскими захватчиками. Наши танки, самолеты, корабли и другие виды военной техники в конце войны качественно и количественно превосходили вооружение немецких дивизий; в их создание и массовое производство большой вклад внесли советские ученые и инженеры.

Советские геологи и особенно литологи, специалисты в области изучения осадочных пород и руд, во время Великой Отечественной войны немало потрудились над развитием минерально-сырьевой базы.

В 1941 году Отделение геолого-географических наук АН СССР было эвакуировано в г. Свердловск, где была создана специальная Комиссия по мобилизации минерально-сырьевых ресурсов Урала на нужды обороны; позднее деятельность этой комиссии распространилась на Сибирь и Казахстан.

В военное время большое внимание уделялось проблеме бокситоносности Урала и прилегающих к нему территорий; в районе СУБР широкие изыскания проводились под руководством А. В. Пейве, В. А. Вахрамеева, Б. А. Петрушевского, А. Л. Яншина.

Развернулись геолого-разведочные работы, направленные на изучение закономерностей распределения и условий образования месторождений железа, меди, марганца, цветных металлов в районах Урала и Казахстана.

Существенное значение для страны имели исследования, направленные на изучение угленосности Подмосковья, Кузбасса, Караганды и ряда других угольных бассейнов; они проводились под руководством П. И. Степанова и Ю. А. Жемчужникова большими коллективами специалистов. В 1942 году проблема топливных ресурсов была рассмотрена академиком П. И. Степановым в докладе «Угольные богатства СССР и их участие в деле обороны страны».

Затруднения, возникшие в 1943 году в области нефтедобывающей промышленности, удалось в скором времени ликвидировать благодаря усиленному развитию нефтепромыслов в районе Второго Баку, а также в Казахстане и Узбекистане. Над проблемой нефтеносности палеозойских отложений Урало-Волжского региона работал ряд научных сотрудников во главе с А. А. Блохиным, М. И. Варенцовым, Н. С. Шатским, К. Р. Чепиковым. Материалы, характеризующие литологию, тектонику и стратиграфию палеозойских толщ Ишимбаевского Приуралья, послужили основанием для заложения скважин, вскрывших промышленное месторождение нефти.

Большое практическое и теоретическое значение имели работы, направленные на изучение соленосных отложений пермского возраста Предуральского прогиба; они проводились большой группой ученых ГИН АН СССР под руководством Н. М. Страхова. В результате этих исследований стало возможным прогнозировать месторождения флюорита, галита и калийных солей.

Пример высокопатриотической деятельности в военное время подавали наши крупнейшие ученые — В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, А. И. Заварицкий, находившиеся в Свердловске, В. А. Обручев — в Алма-Ате, Д. И. Щербаков — на Кавказе.

Таким образом, можно утверждать, что советские литологи и геологи во время Великой Отечественной войны находились на ответственном участке перестройки народного хозяйства и внесли существенный вклад в дело победы над фашизмом; все свои силы, энергию, ум и талант, весь жар своего сердца отдавали они благородной цели — поискам полезных ископаемых и укреплению минерально-сырьевой базы страны. УДК 551.35.054(261)

ОСАДКИ РИФТОВОЙ ЗОНЫ хр. РЕЙКЬЯНЕС (58° с. ш.)

ХВОРОВА И. В., ЛИСИЦЫНА Н. А., БОГДАНОВ Ю. А.

Статья посвящена позднечетвертичным отложениям осевой рифтовой долины срединно-океанического хребта Рейкьянес. Дана характеристика осадков и рассмотрены условия их формирования. На основании определений абсолютного возраста установлено большое значение перераспределения осадочного материала при формировании осадочного чехла. Показана роль климатических колебаний квартера на седиментацию.

Одной из важнейших структур Земли являются срединно-океанические хребты. В их пределах происходит раздвижение (спрединг) дна океана, подъем к поверхности глубинного вещества и формирования новой океанической коры. Активная вулканическая деятельность в срединно-океанических хребтах часто сопровождается формированием мощных гидротермальных систем, осуществляющих мобилизацию, перенос и отложение целого ряда химических элементов. В определенных фациальных условиях это приводит к образованию гидротермальных и гидротермально-осадочных руд. Не случайно поэтому в последнее десятилетие срединно-океанические хребты и особенно их активные рифтовые зоны стали объектом детальных исследований. При этом, однако, основное внимание уделялось тектонике, вулканизму, металлогении. Осадочный чехол рифтовых зон изучен недостаточно, хотя он несет не только богатую информацию о седиментации в определенных структурно-фациальных зонах океана, но и позволяет полнее раскрыть историю их тектонического развития, вулканизма и рудообразования. Значение исследований рифтовых осадков определяется еще и тем, что базальный горизонт осадочного чехла океана в целом с точки зрения тектоники плит — это аналог современных осадков срединно-океанических хребтов. Поэтому здесь, как в природной лаборатории, можно изучить начало формирования осадочного «слоя» океанической коры. Такие исследования важны и для сравнительной характеристики седиментации в современных океанах и древних геосинклинальных бассейнах.

Планомерные геолого-геофизические исследования океанических рифтов начались в СССР около 10 лет назад в 8-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев». Уже самые первые материалы по осадкам рифтов убедительно показали, что для исследования строения, состава и закономерностей формирования осадочного чехла рифта традиционных методов геологических исследований в океане недостаточно. В полосе 30— 50 км (ширина тектонически активной части рифта) осадки распределены настолько неравномерно, что для их изучения необходимо было резко увеличить частоту геологического опробования.

В 4-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в июле — октябре 1982 г. проводились комплексные геолого-геофизические исследования рифтовой зоны хр. Рейкьянес (Атлантический океан) на 58° с. ш. Здесь были выполнены детальные полигонные исследования на площади 50× ×50 км. Расстояние между точками опробования в среднем составляло около 1 км, а на отдельных наиболее сложных участках — несколько сотен метров. Очень важная дополнительная информация о латеральной изменчивости осадочного чехла была получена при погружениях подводного обитаемого аппарата «Пайсис»; его маршруты выбирались с таким расчетом, чтобы обследовать все основные структуры рифта.

На полигоне геологические пробы были отобраны грунтовыми трубками (72), дночерпателями (72), тралами (14) и драгами (8). Страти-



Фиг. 1. Геологическая карта полигона в осевой части рифтовой зоны

хр. Рейкьянес 1—2 — базальты (1 — голоценовые, 2 — вюрмские); 3 — вюрмские базаль-ты, перекрытые маломощными осадками; 4 — линейные магнитные аномалии (0,97 млн. лет); 5 — краевые тектонические уступы; 6—8 — мощность осадочного чехла, м (6 — <2; 7 — 2—4; 8 — >4); 9—10— сбросовые уступы, м (9—<300; 10—>300)

графическое расчленение осадков проведено с помощью фораминиферового анализа, проведенного Н. П. Лукашиной. В основу его положено выделение комплексов фораминифер, отвечающих климатическим циклам четвертичного периода. Для датировки этих циклов широко использовались определения абсолютного возраста по радиоуглероду, выполненные В. М. Купцовым.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ РИФТА

В поперечном разрезе исследованная часть рифта сходна с океаническими рифтами низкоспрединговых хребтов [2]. Здесь выделяется внутренний, или осевой, рифт и располагающиеся с обеих сторон от него зоны сбросовых нарушений. Ширина внутреннего рифта составляет 15-17 км. В нем четко прослеживается экструзивная зона, которая разделена на отдельные кулисно расположенные отрезки, представленные молодыми вулканическими грядами (фиг. 1). Они под острым углом пересекают внутренний рифт. Ширина вулканических гряд 2,5-3, длина 30-40 км; минимальная глубина вершины 1100-1200 м. Дно депрессий во внутреннем рифте находится на глубинах 1500-1800. реже 2000 м и немного более. Вулканические гряды возвышаются над окружающими депрессиями внутреннего рифта на 400-500 м. Сложены гряды низкокалиевыми толеитами с возрастом менее 10000 лет. Осадки здесь встречены только в небольших карманах между отдельными формами подводных вулканических излияний (трубами, подушками).

В пределах депрессий внутреннего рифта закартировано несколько изолированных возвышенностей. Склоны их покрыты осадками, а на вершинах обнажаются базальты того же состава, но более древние (с возрастом более 10 000 лет).

Депрессии между вулканическими постройками покрыты чехлом осадков, сплошность которого прерывается только в пределах тектонических нарушений, которые обнаружены при эхолотировании и обследованиях на подводных обитаемых аппаратах.

Зоны сбросовых нарушений, ограничивающих с обеих сторон внутренний рифт, представлены системой ступеней шириной до 5 км, и возвышающихся над депрессиями внутреннего рифта на 500 м и более. Сбросы наклонены в сторону оси рифта.

В пределах исследованного полигона грунтовыми трубками получены лозднечетвертичные осадки, наиболее древние из которых относятся к рисскому времени (>150000 лет). За последние 150000 лет рифт пережил несколько тектонических и вулканических этапов развития с продолжительностью 10—20 тыс. лет [2].

генетические типы отложения

Осадкообразующий материал. Следующие главные компоненты слагают осадки рифтовой зоны: терригенный, эдафогенный, вулканогенный и биогенный, играющие различную роль. Они обычно смешаны в разных пропорциях, определяя состав и облик осадков.

Терригенный компонент образован глинистым веществом, песчано-алевритовым (в объемном отношении имеет небольшое значение) и гравийно-галечно-глыбовым (продукты ледового разноса, развитые локально) материалом.

Состав глинистого вещества определялся методом рентгендифрактометрии фракции <0,001 мм, выделенной с помощью водного механического анализа после удаления карбонатов слабым раствором HCl. Главные глинистые минералы — гидрослюда и хлорит (в ряде случаев «дефектный»). Смектит присутствует лишь в виде примеси, часто незначительной. Состав глинистого вещества в разрезе осадочной толши от голоцена до рисса исключительно постоянный. Он в целом типичен для умеренных и высоких широт, преимущественно для холодной умеренновлажной и ледовой зон [3].

Помимо глинистых минералов в тонкой фракции обнаружены полевые шпаты, кварц, филлипсит. Почти повсеместная примесь последнего — показатель присутствия в осадках переотложенного материала вторично измененных базальтов.

Мелкообломочная фракция терригенов состоит из крупного алеврита с небольшой примесью песка, преимущественно мелкого. Различаются две минеральные ассоциации: «сиалическая» и полимиктовая. Облик первой определяют полевые шпаты, среди которых преобладают плагиоклазы (в том числе альбит), но есть и калишпаты (микроклин); в разных, иногда больших количествах присутствует кварц; слюды мало; встречаются роговая обманка, доломитовые агрегаты и акцессории (циркон, гранат, эпидот). Во второй ассоциации, кроме того, много зерен разложившихся базальтов, пироксенов, основных плагиоклазов; редко рассеяны оливин и рудные минералы. При резком уменьшении сиалической кластики ассоциацию можно определять как базальтоидную. Окатанность обломков обычно слабая, но встречаются и хорошо обработанные. Распределен терригенный материал на площади и особенно в разрезах неравномерно. Он либо почти отсутствует, либо его количество заметно возрастает, достигая в отдельных случаях 10%.

Особое место занимают продукты ледового разноса (гравийноглыбовые), разнообразные по составу; обильны метаморфические породы (кварциты, сланцы) и гранитоиды; вместе с ними встречаются базальтоиды и осадочные породы. Локально такой материал образует скопления, хотя отдельные гальки и гравий рассеяны по площади и попадаются в виде единичных экземпляров в некоторых колонках.

Кроме рассмотренного обломочного материала встречаются гравий и галька (катуны), состоящие из местных осадков, но испытавших уже некоторую литификацию. Иногда гальки источены организмами и покрыты рудным налетом. Такой обломочный материал следует относить к эдафогенному.

Вулканогенный компонент представлен базальтовыми обломками, размером от гравия до мелких (0,5 м) глыб. Облик их определяется обилием фрагментов вулканических подушек и труб. Несколько условно такой материал можно отнести к категории эдафогенного (вулканоэдафотенного), так как он происходит от разрушения твердых пород дна, однако не в результате размыва, а под влиянием многих процессов (эффузивного, тектонического, гравитационного). Локально этот материал создает большие накопления; часть его иногда перемывается, образуя базальтовые гальки, гравий и песок.

К вулканогенному компоненту относится также базальтовая гиалокластика — осколки плотного базальтового стекла, как свежего, так и палагонитизированного; в стекле попадаются фенокристы плагиоклазов, пироксенов и оливина; минералы эти в незначительном количестве присутствуют в качестве примеси к гиалокластике. Размер фрагментов от крупного пелита до крупного песка, причем палагонит, будучи более хрупким, дезинтегрируется сильнее, чем неизмененные стекла. Вся гиалокластика принадлежит к десквамационному типу (растрескивание лавовых сфероидов и корок закалки). Спорадически попадаются единичные обломки кислого стекла и пемзы.

Биогенный компонент представлен скелетными остатками разнообразных морских беспозвоночных и водорослей, но осадкообразующими являются немногие из них. Среди известковых остатков это кокколиты и раковинки планктонных фораминифер, вместе с которыми встречаются в небольшом количестве и бентосные формы. Кокколиты почти целиком слагают пелитовую часть карбонатной составляющей, но иногда к ним примешан тонкораздробленный раковинный шлам крупнопелитовой — мелкоалевритовой размерности. В редких случаях существенное значение приобретают птероподы и моллюски. Биогенный кремнезем представлен диатомовыми водорослями и губками; радиолярии присутствуют в небольшом количестве.

Роль перечисленных компонентов в формировании отложений неодинакова. Главными составляющими осадков являются глинистое и карбонатное вещество, смешанное в разных пропорциях. Другие компоненты в «объемном» отношении имеют подчиненное значение, но важны для восстановления общих условий осадконакопления.

Типы осадков и их размещение. В рифтовой зоне четко выделяются две группы отложений: 1) развитые в районах экструзивных поднятий, залегающие на их вершинах и склонах и 2) приуроченные к депрессиям. Осадки первой группы образованы: гиалокластикой, вулканоэдафогенным и смешанным эдафогенно-биогенным материалом. Мощность осадочного покрова изменчива, а на сводах поднятий он почти отсутствует и лишь западины рельефа здесь выполнены осадками. Отложения представлены несколькими генетическими типами.

В верхней части склонов молодых вулканов, а местами и на их вершинах, непосредственно на лавах наблюдаются маломощные скопления довольно свежей десквамационной гиалокластики (размер песка и гравия). Фрагменты ее часто скорлуповаты и покрыты налетом окислов железа и марганца. Такие осадки можно определять как «подводный вулканогенный элювий». Они были встречены на глубинах 1200— 1300 м.

К другому типу относятся более грубые и мощные обломочные накопления, широко распространенные на крутых склонах вулканических гряд и у их подножий. Это типичные осыпи, представляющие собой беспорядочную смесь угловатых базальтовых обломков, по величине соответствующих гравию, гальке и мелким (до 1 м) глыбам. Верхнюю часть склона осыпи закрывают не полностью и из-под них выступают коренные базальты. Книзу количество и размеры обломочного материала увеличиваются (некоторая гравитационная сортировка), и они могут образовывать большие накопления — свалы.

Мы рассматриваем такие отложения как определенный тип гравититов — «подводный вулканоэдафогенный делювий». Встречены они на глубинах 1550—1750 м.



Фиг. 2. Литолого-фациальная карта голоцена

1 — молодые вулканические гряды; 2 — возвышенности, сложенные доголоценовыми базальтами; 3 — базальтовый делювий (склоновые осыпи); 4—5 — пелагические илы (4 — окисленные, 5 — восстановленные); 6 — подводные сели; 7 — гидротермальные проявления; 8 — маломощные эдафогенно-биогенные илы; 9 — главные сбросы; 10 станции (место взятия колонок)

Как эллювиальные, так и делювиальные образования могут содержать примесь глинисто-карбонатного ила. Там, где последний преобладает, отложения приобретают иной облик и относятся уже к эдафогенно-биогенным. Они встречаются также в углублениях на сводах и склонах гряд и у их подножия. Это бежевые и светло-коричневые глинистококколитовые илы или фораминиферовые и фораминиферо-птероподовые «пески» с примесью другого органогенного детрита. Эдафогенный компонент представлен обычной базальтовой кластикой, количество которой варьирует в больших пределах; попадаются и обломки известняков.

Особый тип отложений встречен на участке с реликтами доголоценовых вулканических построек (фиг. 2). Это зеленовато-желтые кокколитово-глинистые илы с примесью фораминифер и разнообразного детрита (моллюски, птероподы, иглокожие, губки). В таком осадке беспорядочно и неравномерно рассеяны осколки стекла, а также угловатые и окатанные обломки базальта, иногда пузыристого; размер их от алеврита до галек (6 см). Здесь же поладзются «катуны» из местного осадка. Текстура неравномерная, хаотичная: в пелитовом матриксе наблюдаются гнезда «песчаного» и более грубого материала. Слоистость почти не сохранилась, хотя все же различаются неровные поверхности наслоения, отмечаемые бурым железистым налетом. Строение отложений (несортированность, беспорядочное перемешивание гранулометрически разного материала) сходно с наблюдаемым в осадках подводных оползней и связанных с ними грязевых или пастообразных (дебризных) потоков. С такой интерпретацией согласуются и возрастные датировки. В нижней части разреза, на интервале 170—175 см определен ранний голоцен (10200 лет), а выше вюрм (интервал 0—10 см — 14000 лет, интервал 60-70 см - 18000 лет). Очевидно, в поток вещества был захвачен и переотложен более древний материал.

Своеобразные отложения были встречены в двух пунктах на крутом склоне восточной вулканической гряды (см. фиг. 2). Сразу обратили на

	Содержание, %							
Тип осадка	CaCO3	в голоцене (79 анализов)	в вюрме (146 анализов)					
Глинистый Глинистый слабокарбонатный Карбонатно-глинистый Глинисто-карбонатный Карбонатный	$ \begin{array}{r} 10 \\ 10 \\ -30 \\ 30 \\ -50 \\ 50 \\ -70 \\ 70 \\ \end{array} $	0 3,8 55,8 39,2 1,2	6,4 65,0 26,4 -4,0 0					

себя внимание следующие обстоятельства ¹ — необычайное залегание и уплотненность осадков (литификация). Отложения представляют собою корковидное образование, плащом спускающееся вниз по склону; ширина 15—20, длина 50—60 м, а толщина в верхней части склона 10— 15 м, уменьшаясь книзу до нескольких сантиметров, причем в зоне выклинивания отмечается ступенчатое строение. Такой плащ покрывает как свежие базальты, так и обычные рыхлые голоценовые осадки. Образован он слоистой почти бескарбонатной глинистой породой, светло-серой и зеленовато-серой с охристо-желтыми пятнами (гидроокислами железа). Слонстость обусловлена скоплением базальтовой кластики (стекло, палагонит, минералы), сцементированной цеолитами и карбонатным микритом; наблюдаются и прослои с примесью (до 18%) карбоната кальция; толщина отдельных прослоев 2—4 см. Содержание валового железа в породе достигает 9%, реакционноспособного Fe³⁺ — 1,9—4,1%, меди и цинка примерно в 2 раза превышает фоновое.

Характерно присутствие смеси плейстоценовых и голоценовых фораминифер; это указывает на молодой возраст отложений и большое значение переотложения материала.

Характер залегания позволяет предположить оползневое происхождение отложений, а некоторые химические особенности — и раннюю литификацию связывать с локальными гидротермальными проявлениями (выходы источников), причем на быстрое затвердение осадков, очевидно, влияла повышенная температура.

Таким образом, отложения первой группы, характерные для экструзивной зоны, довольно разнообразны. Среди них различаются: подводный вулканоэдафогенный эллювий, делювий (склоновые осыпи), дебриты (осадки пастообразных потоков), а также гидротермально-оползневые образования.

Осадки второй группы — главная составляющая осадочного чехла. Они образованы в основном смесью глинистого и известкового материала. Об их соотношениях можно судить по данным таблицы. При литификации это будут в основном мергели.

Структура осадков довольно однообразна. Основной компонент пелит, состоящий из глинистого вещества и кокколитов. В том или ином количестве присутствуют раковинки фораминифер, в одних осадках мелкие (<0,1 мм), в других и мелкие, и крупные (до 3 мм). Их присутствие определяет бимодальную гранулометрию. Содержание фораминифер обычно небольшое (3—20%), но иногда увеличивается до 35%, а изредка до 50%, при этом возрастает количество крупных форм.

В осадках всегда отмечается примесь створок диатомей и игол губок. Обычно кремнистые остатки составляют менее 5%, и лишь в некоторых горизонтах их содержание возрастает до 20—30%, а в единичных случаях до 40% (кремнисто-глинистые илы).

Терригенный материал (алеврит, мелкий песок), как правило, почти отсутствует (единичные зерна), но иногда его содержание достигает 5 или даже 10%. Характерна базальтовая кластика в виде рассеянных

¹ Особенности строения и залегания таких отложений можно заметить только при работах на обитаемых аппаратах.



Фиг. 3. Литолого-фациальная карта вюрма 1 — голоценовые вулканические гряды; 2 — остатки доголоценовых вулканических воз-вышенностей; 3—4 — пелагические илы (3 — окисленные, 4 — восстановленные); 5 — чередование окисленных и восстановленных илов; 6 — обогашенные диатомовыми осадками верхи разреза; 7 — обилие базальтовой кластики; 8—10 — станции с мощ-ностью вюрма, м (8 — <1; 9 — >1; 10 — верхи вюрма смыты); 11 — главные сбросы

фрагментов, но местами обогащающая отдельные прослои (1-2 см) и образующая гнездовидные включения.

Рассматриваемые отложения довольно однообразны по структуре и составу, заметно отличаются по окраске. В одних разрезах — это бежевые и светло-коричневые илы разных оттенков, что определяется присутствием гидроокислов железа. Здесь чаще встречаются осадки, обогащенные фораминиферами, и несколько выше общая карбонатность. Другие разрезы образованы серыми и темно-серыми осадками (за исключением самого верхнего окисленного слоя) и часто содержат сульфиды железа, в частности фрамбоидальный пирит (восстановленные отложения). В целом такие илы болсе глинисты, в них реже отмечаются скопления фораминифер, и чаще — прослои с остатками диатомовых водорослей. Встречаются также разрезы, где наблюдается чередование окисленных и восстановленных илов. На фиг. 2 и 3 показано распространение осадков разной цветности. Окисленные осадки преобладают, восстановленные же ограничены депрессиями.

Большая часть разрезов характеризуется однородным (неслоистым) строением. Лишь изредка среди пелитовых осадков появляются обогащенные фораминиферами прослои (до 5 см), иногда с градационным строением и тонкие (2-3 см) линзы, состоящие из хорошо сортированного фораминиферового «песка» или гиалокластики (фораминиферовые и гиалокластитовые контуриты). Кроме того, в отдельных колонках наблюдаются пачки (до 0,5 м), где среди серых осадков встречаются тонкополосчатые — окрашенные в зеленовато- и желтовато-серые, а также темные, почти черные цвета. В таких многоцветных осадках повышена кремнистость, они обогащены остатками диатомовых водорослей и губок.

Довольно широко развиты следы жизнедеятельности илоедов в виде пеллет и ходов червей; ходы часто затушеваны диагенетическим перераспределением вещества. вследствие чего илы приобрели пятнистую окраску.

Литологически выраженных проявлений, неспокойной седиментации крайне мало. Однако, как увидим ниже, отсутствие признаков перемыва и перераспределения осадков лишь кажущееся.

Основной процесс формирования осадков второй группы — оседание тонкого материала из верхнего продуктивного слоя водной массы на дно («дождь частиц»). Такой генетический тип отложений был определен как «декантит»². В целом рассматриваемые осадки являются типичными пелагическими образованиями, характерными для относительно небольших глубин океана. Предел их распространения на полигоне 1335—2600 м; преобладают глубины 1500—1700 м. Отложения эти близки по составу и облику к типичным (фоновым) илам северной части Атлантики.

Мощность отложений и перераспределение осадочного материала. Представление о мощности осадочного чехла дает фиг. 1. Наибольшие мощности (>4 м) относятся к ограничивающим рифт уступам и краевым впадинам; меньшие (2—4 м) — приурочены к внутренним впадинам, а самые малые (<2 м) — к склонам и периферии вулканических поднятий. Вершины последних почти лишены осадочного покрова.

Отложения одинаковой мощности прослеживаются параллельно простиранию рифтовой зоны, но под углом к молодым вулканическим грядам.

Если рассматривать осадочные образования не в целом, а отдельные стратиграфические подразделения, то раскрываются некоторые особенности формирования мощностей. На полигоне зафиксированы следующие пределы их изменения: для голоцена 10—350 см, вюрма 80— 480 см (и более); рисса — вюрма ³ 30—>265 см. Соответственно меняются скорости седиментации, что лучше иллюстрируется голоценовыми отложениями, для которых имеется больше возрастных датировок. Обычно скорости здесь колеблются от 3 до 7 см/10³ лет, но там, где установлено переотложение, они возрастают до 18 и даже 30 см/10³ лет. Близкие значения приводятся для голоцена на восточном фланге хребта: от 5 до 33,6 см/10³ лет [9].

Резкие изменения мощности происходят иногда на коротком расстоянии; так, например, мощность голоцена на ст. 414 составляет 6 см, а на ст. 433—205 см (расстояние между станциями немного более 1 км). Для разных горизонтов изменения мощностей могут быть разнонаправленными, что нивелирует общую толщину чехла. На изменение мощности большое влияние оказывают местные подводные размывы (каж правило, скрытые — литологически не выраженные или выраженные слабо) и перераспределение осадочного материала. Лучше всего эти явления устанавливаются путем определения абсолютного возраста осадков радиоуглеродным методам (данные В. М. Купцова). Возрастные датировки свидетельствуют как о перераспределении материала в пределах одного хроностратиграфического подразделения, так и о переотложении из более древних толщ. Кроме датировок абсолютного возраста переотложение материала подтверждается фораминиферовым анализом — присутствием в некоторых осадках с бореальным голоценовым комплексом фораминифер субарктических форм, характерных для вюрма (данные Н. П. Лукашиной).

Переотложение материала отмечено во многих разрезах и в отложениях как голоцена, так и вюрма. Наиболее значительные хиатусы связаны с доголоценовыми размывами, особенно резко выраженными на юго-востоке полигона. Мощность голоцена здесь небольшая (от 6 до 40 см), и в основании его иногда залегают фораминиферовые пески, почти отмытые от пелита. Верхи вюрма при этом часто отсутствуют. Так, на одной из станций, в 40—50 см ниже подошвы голоцена, возраст осадка датируется 22 тыс. лет, значит примерно третья часть вюр-

² Иногда такие осадки определяют термином «ubiquiste» (вездесущие) [4], но для определения их в системе генетических типов отложений термин «декантит» более подходит, так как отражает механизм образования.

³ Полный разрез вюрма вскрыт на девяти станциях, а рисса — вюрма — на четырех.

ма смыта; нижний контакт его здесь неровный, и из разреза выпадают также отложения наиболее теплого интервала рисса — вюрма. Характерно, что на соседнем участке мощность голоцена возрастает до 2 м и он содержит большое количество переотложенного вюрмского и даже рисс-вюрмского материала. Все это указывает на то, что в голоцене и особенно на рубеже его с плейстоценом тектонический режим был неспокойный, локально возникали поднятия, с которых смывалось какое-то количество осадка, поступавшего в депрессии. Так как смыв происходил в подводных условиях и смешивался материал разного возраста, но сходный по составу и структуре, то размывы оказались литологически не выраженными или выраженными очень неясно.

ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ НА СЕДИМЕНТАЦИЮ

Полигон расположен на широтах, где климатические колебания квартера были весьма контрастными. Вскрытые колонками отложения охватывают интервал, соответствующий двум эпохам оледенений (вюрм, рисс) и двум эпохам потеплений (голоцен, рисс — вюрм). Это позволяет проследить влияние климатических изменений на пелагическую седиментацию.

Из сказанного выше ясно, что осадки на всем изученном интервале сохраняют основные черты, и осадочный чехол рифтовой зоны имеет однотипное строение. Здесь преобладают довольно однородные тонкие известково-глинистые и глинисто-известковые илы; границы между стратиграфическими подразделениями часто проходят в однообразной толще, внешне не проявляются и устанавливаются лишь по комплексу фораминифер и датировкам абсолютного возраста. И тем не менее климатические флуктуации оказали влияние на седиментацию⁴.

В этом отношении достаточно определенно проявились три признака.

1. Прежде всего характерно изменение карбонатности, которая заметно повышается в интервале разрезов, соответствующих эпохам потепления. Так, содержание CaCO₃ в голоценовых осадках обычно составляет 50—69%, редко снижаясь до 40% (всегда книзу происходит некоторое его уменьшение), а в вюрмских отложениях — 5,5—20%, местами увеличиваясь книзу до 40%. В рисс-вюрмском интервале карбонатность снова растет до 67—78%, но иногда там, где весь разрез менее карбонатный, — до 35—40%; скачок между содержанием CaCO₃ на границе вюрма и рисса — вюрма при этом все равно резкий. У нас недостаточно данных по рисским отложениям, но во всех четырех колонках, где они вскрыты, наблюдается резкое падение содержания CaCO₃ по сравнению с вышележащими слоями.

Падение карбонатности определяется главным образом повышением глинистости, а иногда и кремнистости.

2. Климатические изменения сказываются, правда, не столь отчетливо, и на распределении терригенного песчано-алевритового материала. Так как базальтовая кластика в значительной части имеет местное происхождение, и ее появление может быть связано с вулканизмом и тектоническими процессами, происходившими в самой рифтовой зоне, мы будем принимать во внимание только полимиктовый терригенный материал, включающий сиалический компонент. Мелкий песок и алеврит, как указывалось выше, рассеян в незначительном количестве по всему разрезу, но в отдельных интервалах его содержание заметно возрастает, хотя при этом редко превышает 5% и лишь в единичных случаях достигает 7—10%. Обычно обогащение терригенным материалом относится к вюрму — к двум пачкам, расположенным в верхней и средней его частях. Там, где верхи вюрма размыты, в базальных слоях голоцена местами наблюдается концентрация алеврита (переотложение). Положение нижнего интервала менее определенно и хотя он, види-

⁴ Ледниковые накопления не принимаются во внимание.

мо, не трассирует строго определенный уровень, все же ограничен некоторым возрастным пределом. Определения абсолютного возраста чаще всего дают цифры, близкие к 20 тыс. лет (от 19000 до 21700 лет), но редко наблюдаются и большие значения (приблизительно 27 тыс. лет). Если эти данные верны, то можно предположить присутствие также третьего интервала обогащения. Содержание терригенного алеврита заметно повышенное и в рисских осадках.

Появление «избыточной» мелкообломочной терригенной кластики, очевидно, связано главным образом с приносом айсбергами продуктов ледниковой эрозии, усиливавшимся в эпохи похолодания. На полигоне часто встречалось локальное нагромождение ледникового валунногалечного материала. Отдельные крупные (до 5 см) обломки кварцитов и гранитоидов попадались и в колонках. Однако характер распределения хорошо сортированного мелкого песка и крупного алеврита не отмечает мест «разгрузки» айсбергового материала. Очевидно, мелкая фракция из него вымывалась донными течениями, характерными для рифтовых зон, и разносилась по большой территории дна, смешиваясь с обычными осадками. Такая интерпретация согласуется и с данными глубоководного бурения [7], и со специальными исследованиями гранулометрии терригенов [6] в Северной Атлантике.

3. Диатомовый материал, как правило, распространен незначительно. но на некоторых интервалах он становится существенным компонентом, слагая от 10 до 30% осадка. Мощность таких интервалов точно определить трудно — внешне они в разрезах не выделяются, и кроме того, переходы между обычными илами и обогащенными диатомеями, хотя и быстрые, но постепенные. Приблизительно мощность варьирует от 10 до 50 см, редко достигая 1 м. Диатомовые отложения характерны для вюрма, где развиты на большой площади, хотя и неповсеместно (см. фиг. 3). В разрезе вюрма они приурочены к двум интервалам. Первый относится к его верхам. На некоторых участках он частично или полностью размыт, и при этом низы голоцена могут быть обогащены диатомовым материалом. Второй интервал расположен где-то в средней части вскрытых вюрмских отложений. Три определения абсолютного возраста последних дали цифры, близкие к 20 тыс. лет, а одно определение — 23 900 лет. Число определений, конечно, недостаточно, и их данные могут лишь приблизительно указывать на положение нижнего «диатомового интервала». Важно то, что обогащение диатомовыми относится к вюрму, и отсутствует в голоцене (кроме переотложенного материала) и рисс — вюрме. Осадки предшествующей «ледниковой эпохи» (рисса) подняты лишь на четырех станциях и вскрыты на незначительную мощность, но тем не менее в одной из них осадки обогащены ($\sim 30\%$) диатомовыми ⁵.

Таким образом, появление последыих связано с какими-то эпизодами, имевшими место в эпохи похолодания.

Итак, мы видим, что, несмотря на то что общий тип седиментации на изученном участке рифтовой долины не менялся на всем отрезке позднечетвертичной истории, климатические флуктуации заметно сказывались на осадках, причем это выражалось не только в локальном появлении грубого айсбергового материала, но и пелагические отложения тоже приобретали некоторые особенности.

* * *

Рассмотренная толща — пример эффузивно-осадочного комплекса, сформированного в осевой рифтовой долине срединно-океанического хребта. Точнее этот комплекс можно определить как базальтово-глинисто-известковый (мергельный).

Осадочная его часть представлена в основном тонкими глинистыми (слабокарбонатными) и глинисто-карбонатными (фораминиферово-кок-

⁵ В двух колонках рисские осадки представлены фораминиферовыми песками, поэтому могли быть «стмыты» от диатомовых.

колитовыми) илами бежевых, светло-коричневых и серых оттенков. В небольшом количестве встречаются прослои и линзы детритово-фораминиферовых и фораминиферовых песков. Характерна «зараженность» отложений базальтовой кластикой, особенно фрагментами стекла; она неравномерно, в виде небольшой примеси, рассеяна в разрезах, но образует и скопление в виде линз, гнезд и тонких прослоев. Терригенная обломочная фракция незначительна, если исключить из рассмотрения локальные накопления материала ледового разноса. Слоистые текстуры проявляются нерезко, что отчасти связано с однообразием осадочного материала, но в большей степени с обилием биотурбаций. Кремнистый биогенный компонент не имеет существенного значения и в заметном количестве появляется лишь в некоторые моменты в эпохи похолодания.

Базальты слагают крупные тела, четко обособленные от осадочных накоплений. Заметим, что с базальтовыми излияниями ни пространственно, ни генетически не сопряжены кремнистые осадки.

В целом сходные отложения описаны из других районов Срединно-Атлантического хребта. На участке между 43 и 56° с. ш., т. е. южнее изученного нами полигона, были установлены следующие типы отложений [5]: 1) кремнистые, диатомовые илы, 2) карбонатные кокколитовые илы с остатками планктонных фораминифер и птеропод, 3) карбонатные алеврито-глинистые илы, 4) алеврито-глинистые терригенные илы, 5) карбонатные алевро-песчаные осадки с эрозионными контактами, горизонтальной и градационной слойчатостью, 6) фораминиферовые пески и 7) осадочные брекчии с обломками местных алеврито-глинистых пород (эдафогены). Первые три типа отнесены к обычным пелагическим образованиям, остальные связывают с эпизодическими гравитационными явлениями. В осадках часто присутствует базальтовая вулканокластика. Отмечается присутствие материала ледового разноса. Подчеркнуто, что характер и расположение в пространстве рассмотренных типов отложений изменялись незначительно в эпохи потеплений и похолоданий и сказывались лишь в относительном содержании СаСО_з. и эрратической кластики.

Еще южнее, в районе 37° с. ш., был детально изучен небольшой участок рифтовой долины [8]. Западный ее склон крутой, и у его подножия наблюдаются осыпи, восточный более пологий, ступенчатый; внутренняя вулканическая зона представлена на участке двумя горами (глубина 2400 и 2500 м), разделенными депрессией (2750 м), глубина которой сходна с таковой прибортовых участков долины. Осадочный чехол неравномерно покрывает дно долины: на крутом ее склоне и вулканических горах он почти отсутствует, а в депрессиях — сплошной. Осадки представлены в основном смесью глины и карбоната (планктонные фораминиферы и кокколиты); в незначительном количестве присутствуют бентосные фораминиферы, радиолярии, спикулы губок, птероподы, остракоды и тонкие раковины моллюсков. Вблизи вулканической полосы, в осадках значительна примесь базальтовой кластики. Широко распространены следы жизнедеятельности организмов, взмучивающих осадки и способствующих их перемещению по склонам. Локально отмечаются многочисленные знаки ряби и промоины, размером в несколько сантиметров (свидетели донных течений).

Как видим, осадки рифтовой долины на большом протяжении хребта имеют сходные черты.

Несколько отличаются от них отложения, развитые в зоне трансформного разлома Гиббса, расположенного у южного окончания хр. Рейкьянес (53° с. ш.). С разломом связаны две широтные деирессии — троги, глубинами 3700—4600 м, разделенные поднятием с глубинами 2400— 3000 м; все эти морфоструктуры осложнены более мелкими элементами, влияющими на состав и распределение осадков. Главными отличиями развитых здесь отложений является большая их «терригенность»: алеврито-глинистые илы составляют до 40% всех осадков. Это определяется особенностями циркуляции водных масс в северо-восточной

Атлантике. Вдоль восточного фланга хр. Рейкьянес (с севера на юг) прослеживается крупное глубинное течение, которое через разломную зону Гиббса уходит в Лабрадорскую котловину. С этим течением поступает большое количество терригенного материала [5]. Второе отличие — обилие гравититов: оползневых брекчий (10%) и турбидных известняковых (фораминиферовых) песков (20%). Кроме того, троги трансформных разломов являются ловушками осадочного материала, и скорости седиментации здесь обычно высокие. Для зоны разлома Гиббса мощность голоцена достигает 230 см [1], а скорость седиментации в некоторых ее депрессиях — 60 см/1000 лет [5]. Таким образом, в целом поперечные троги характеризуются большим разнообразием отложений, чем рифтовые зоны хребта, хотя осадочное вещество в обоих случаях имеет одинаковое происхождение.

Литература

- 1. Блажчишин А. И. Мощность и объем голоценовых осадков в Атлантическом океа-
- не. Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 1, с. 164—167. 2. Богданов Ю. А., Сагалевич А. М., Кузьмин М. А., Кузнецов А. П. Геологическое строение рифтовой зоны хр. Рейкьянес в районе 58° с. ш. Докл. АН СССР, 1983, т. 273, № 6, с. 1478—1482.
- 3. Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Носов Г. И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана.— Литология и полез. ископаемые, 1966, № 3, с. 3–18.
- и полез. ископаемые, 1966, № 3, с. 3—18. 4. Faugeres J. C., Gayet J., Gonthier E. e. a. Evolution de la sedimentation profonde au Quaternaire recent dans le basin Nord-Atlantique: corps sedimentaires et sedimenta-tion ubiquiste.—Bull. Soc. geol. France, 1979, v. XXI, № 5, p. 585—601. 5. Faugeres J. C., Gonthier E., Poutiers J. Facies and sediment dynamies in Charlie-Gibbs fracture zone during the late Quaternary.—Marine Geol., 1983, v. 52, № 1/2, p. 101—
- 119
- 6. Fillon R. H., Full W. E. Grain-size variation in North Atlantic non-carbonate sediments"
- and sources of terrigenous components.— Marine Geol., 1984, v. 59, № 1/4, p. 13—50. 7. Lumsden D. N. Insoluble residue data and prelimenary interpretation.— Quaternary sediment: DSDP 403 and 405.— Initial Reports of DSDP, Wash., 1976, v. 48, p. 765— 769.
- 8. Marks N. S. Sedimentation on new oceanic crust: the Mid-Atlantic Ridge at 37° N .-
- Marine Geol., 1981, v. 43, \mathbb{N} 1/2, p. 65–82. 9. Ruddiman W. F., Bowles F. A. Early interglacial bottom-current sedimentation on the eastern Reykjanes ridge.— Marine Geol., 1976, v. 21, № 3, p. 191-210.

гин Москва Поступила в редакцию 22.X.1984 УДК 552.124.4: 553.31: 551.32(265/266)

МАРГАНЦЕВЫЕ МИНЕРАЛЫ Fe — Mn-МИКРОКОНКРЕЦИЙ В ОСАДКАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА И ИХ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

ДРИЦ В. А., ПЕТГОВА В. В., ГОРШКОВ А. И., СВАЛЬНОВ В. Н., Соколова А. Л., СИВЦОВ А. В., КАРПОВА Г. В.

В статье дается детальная минералогическая характеристика микроконкреций. Выявлены основные закономерности изменения их состава в разновозрастных породах осадочного чехла центральной части Тихого океана. Приводятся новые данные о структуре и структурных особенностях марганцевых минералов.

Несмотря на то что минералогическому изучению океанических конкреций посвящено довольно много исследований (библиографические сводки приведены в монографиях) [1, 3 и др.], определение отдельных марганцевых минералов в конкрециях и выявление их структурных особенностей до настоящего времени представляют большую трудность. Связано это с тем, что рассматриваемые минералы, как правило, характеризуются близким химическим составом, очень высокой дисперсностью и низкой структурной упорядоченностью. В этих условиях методы химического и рентгеновского анализов оказываются не всегда достаточно эффективными не только для определения структуры и структурных особенностей марганцевых минералов, но и для их надежной диагностики. Новый уровень в изучении этих минералов был достигнуг в результате применения методов микродифракции электронов и энергодисперсионного анализа. С их помощью стало возможным получать информацию о структуре и составе каждого отдельного микрокристалла, что особенно важно в случае поликомпонентных образцов. В ряде работ последних лет было показано, что фазовый состав железомарганцевых конкреций отличается весьма широким разнообразием минеральных разновидностей [8, 13]. В частности, оказалось, что 10-А марганцевая фаза, которую большинство исследователей отождествляли с тодорокитом, в действительности может соответствовать по крайней мере четырем разным минералам, существенно отличающимся своими структурными характеристиками [13].

По-прежнему было не ясно, существуют ли кристаллохимическая и генетическая связи между разными минеральными формами гидроокислов марганца. Этот вопрос нельзя решать без детальных минералогических исследований, для которых макроконкреции являются неблагодарным материалом в связи с их сложным внутренним строением и наличием тонкодисперсных взаимных прорастаний марганцевых минералов между собой и с постоянно присутствующими железистыми и силикатными фазами. Поэтому представляется целесообразным подойти к решению этой задачи на примере изучения более простых, но минералогически и структурно близких объектов. Такими образованиями являются микроконкреции, которые обладают таким же, как макроконкреции, конкретически-зональным строением, но содержат в себе, как правило, не более трех-четырех зон разного состава. Другой привлекательной стороной микроконкреций является то, что они латерально относительно широко распространены в осадках и доступны для извлечения с помощью бурового оборудования и грунтовых трубок, что позволяет проследить эволюцию и характер накопления Mn не только в поверхностном слое донных отложений, но и по всему разрезу осадочного чехла.

Настоящая работа выполнена на основании материалов, собранных в 28-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» на первом (ст. 2474), втором (ст. 2483) и третьем (ст. 2492) полигонах, координаты которых соответственно равны: широта — 9°25′—9°37′; 9°57′—10°07′; 14°34′ С; долгота — 152°34′—152°46′; 146°19′—146°33′; 147°17′ З. Два первых полигона находятся в относительно равнинной части дна Северо-Восточной котловины Тихого океана с перепадом глубин в рельефе дна до 500 м, третий полигон расположен в зоне разлома Кларион, где перепад глубин достигает 1800 м при крутизне уступа до 30° [4].

Микроконкреции в осадках примерно этого же района изучались Дж. Гринслайдом [17], В. Мархигом и Г. Гундлахом [20]. Задача данной работы состояла в том, чтобы с учетом новых данных о структуре и структурных особенностях марганцевых минералов дать детальную минералогическую характеристику микроконкреций и выявить основные закономерности изменения их фазового состава в разновозрастных породах осадочного чехла центральной части Тихого океана.

методика исследования

На изученных полигонах колонки осадков мощностью 4—7 м отбирались прямоточными трубками. Отквартованную часть материала, извлеченную с разных возрастных горизонтов, отмучивали от пелитовой составляющей и подвергали электромагнитному сепарированию (электромагнит СЭМ-1). Из обогащенных Fe- и Мп-фракций микроконкреции отбирали под бинокуляром.

Минеральный состав марганцевых микроконкреций установлен с помощью: а) рентгеновской дифрактометрии — получено первое, общее представление о наличии в каждом образце 10- и (или) 7-Å марганцевых минералов; б) просвечивающей аналитической электронной микроскопии (микродифракция электронов в сочетании с рентгеновским энергодисперсионным химическим анализом микрочастиц минералов на приставке «Кавекс Рей»), однозначно определившими (для каждого изученного образца), какие минералы в каждом конкретном случае представляют 10- и 7-Å фазы. Примерное количественное соотношение 7- и 10-Å фаз в каждом образце оценивалось по соотношению интенсивностей соответствующих рефлексов на дифрактограммах, а количественное соотношение 10-Å минералов (больше—меньше) — по данным электронной микроскопии.

Для детализации состава отдельных минералов применялись микрозондовый (микроанализатор «Камебакс») и термический анализы. Некоторые образцы нагревались с последовательным увеличением температуры через каждые 50°С с дальнейшим их исследованием методом рентгеновской дифрактометрии (с целью подтверждения микродифракционных данных о наличии смешанослойности минералов).

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Исследованные районы характеризуются пелагическим типом седиментации, слабым поступлением терригенного материала и относительно низкой биологической продуктивностью. Среди поднятых трубками отложений по возрасту и преобладающим компонентам выделены: 1) олигоценовые кремнистые осадки, 2) миоценовые полигенные пелагические глины, 3) плиоцен-плейстоценовые полигенные мио- и эвпелагические глины, 4) плейстоценовые кремнисто-глинистые (глинисто-радиоляриевые, радиоляриево-глинистые) илы (фиг. 1). Возраст осадков определен В. В. Мухиной при изучении диатомей, силикофлагеллятов, радиолярий и Т. И. Линьковой на основе анализа палеомагнитных данных.

Кремнистые (радиоляриевые, диатомово-радиоляриевые, глинисторадиоляриевые) осадки имеют красновато-коричневый цвет, творожистую консистенцию. В их составе преобладают скелеты крупных радио-



Фиг. 1. Литологический состав осадков и минералы марганцевых микроконкреций *А* — полигон I (ст. 2474, трубка 27, глубина 5356 м); *Б* — полигон II (ст. 2483, трубки 13, 33, 36, 39); *В* — полигон III (ст. 2492, глубина 5829 м)

Преимущественно плейстоцен-плиоценовые илы: 1 — радиоляриево-глинистый ил (радиолярий <50%), 2 — глинисто-радиоляриевый ил (а — обогащенный диатомеями, 6 радиоляриями), 3 — мнопелагическая глина; 4 — то же, обогащенная радиоляриями; 5 — то же, обогащенная цеолитами; 6 — эвпелагическая глина; 7 — то же, обогащенная цеолитами; доплиоценовые осадки: 8 — пелагическая глина; 9 — то же, обогащенная радиоляриями; 10 — радиоляриево-глинистый осадок (радиолярий <50%); 11 глинисто-радноляриевый осадок (радиолярий>50%); 12 — то же, обогащенный диатомеями; 13 — радиоляриевый осадок; 14 — кокколитовый осадок, обогащенный радиоляриями; 15 — цеолитит; 16 — захороненные конкреции; 17—18 — возраст осадков: 17 — определенный по диатомеям, 18 — по палеомагнитным данным; 19 — глубина отбора пробы; 20 — литологические границы: а — предполагаемые, 6 — установленные; 23 — положение места отбора трубок; установленные карганцевые 6 — установленные; 23 — положение места отбора трубок; установленные марганцевые минералы: 24 — вернадит; 25 — бузерит; 26 — тодорокит; 27 — асболан; 28 — смешанослойный асболан-бузерит; 29 — 7,0-Å бернессит; 30 — 7,5-Å бернессит

лярий (65—80%), количество диатомей достигает местами 15—30%, спикулы кремнистых губок и костные остатки рыб единичны, глинистый материал составляет 10—15%.

Пелагические полигенные глины залегают выше кремнистых осадков. Они имеют коричневую окраску. В глинистой массе обычно рассеяны скелеты крупных радиолярий (местами до 30% осадка), единичные спикулы губок, кости рыб, микроконкреции, кристаллы барита, цеолитов. Сводный разрез наращивается эвпелагическими глинами, окрашенными в коричневый цвет с желтым и красным оттенком. Преобладающими компонентами в них являются глинистые минералы, ассоциирующие с беспорядочно ориентированными кристаллами цеолитов (10—30%), баритом. В подчиненном количестве присутствуют микроконкреции, кости рыб, редкие неопределимые обломки скелетов радиолярий и спикулы губок.

Глинистая часть разреза завершается миопелагическими глинами. Они имеют светло-коричневую (до темно-желтовато-коричневой) окраску. В основной глинистой массе рассеяны скелеты радиолярий (до 30%), единичные диатомеи, спикулы губок, кости рыб, цеолиты, барит, микроконкреции.

Завершают разрез кремнисто-глинистые илы. Среди них выделяются мраморовидные (светло-коричневые с пятнами желтовато-коричневого

2*



Фиг. 1, Б

и серовато-оранжевого цветов) радиоляриево-глинистые илы, иногда обогащенные диатомеями (этмодискусами) и расположенные выше по разрезу светло-коричневые глинисто-радиоляриевые илы (35—45% радиолярий), полужидкие, местами обогащенные (до 15%) диатомеями. Для илов характерна примесь костей рыб, спикул губок, обломочных минералов; местами встречаются редкие кристаллы аутигенных цеолитов и барита.

В некоторых интервалах изученных колонок обнаружены следы переотложения осадочного материала, значительные перерывы в осадконакоплении (см. фиг. 1, *A*). Для осадков весьма характерна пятнистость окраски, обусловленная как жизнедеятельностью зарывающихся бентосных организмов, так и неравномерным распределением гидроокислов железа и марганца.

Микроконкреции встречаются во всех типах осадков. Максимальное их количество (60—75% состава беспелитовой фракции) приурочено к коричневым эвпелагическим глинам плиоценового возраста, в миоценовых и олигоценовых кремнистых осадках их содержание падает до 5— 8%, а наименьшее количество (от долей до 1%) отмечается в глинисторадиоляриевых илах плейстоцена. Размеры микроконкреций колеблются от долей до 2 мм. Как правило, это округлые, непрозрачные образования черного цвета, часто гладкие и блестящие, плотные, но иногда землистые, рыхлые; последние преобладают в поверхностных слоях и молодых (плейстоценовых) отложениях. Редко встречаются гроздьевидные сростки микроконкреций. На поперечных срезах микроконкреций даже под бинокуляром видно их зональное строение: внутренняя часть — рыхлая, коричневая; внешняя — плотная, черная, блестящая. Часто между



Фиг. 1, Б (продолжение)

внутренней и внешней зонами наблюдаются «островки» остатков опаловых скелетов радиолярий, в отдельных случаях радиоляриевый скелет полностью сохранен. Иногда наблюдаются псевдоморфозы рудного материала по остаткам фораминифер. Отчетливо прослеживается увеличение плотности и степени однородности микроконкреций по мере нарастания возраста осадков.

Следует отметить, что в железистых микроконкрециях только в поверхностном слое отложений и в осадках, обогащенных кокколитами, отмечены ферроксигит и гидрогётит.

МИНЕРАЛЫ МАРГАНЦЕВЫХ МИКРОКОНКРЕЦИЙ, ИХ СТРУКТУРНАЯ И ДИФРАКЦИОННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В связи с тем что надежная диагностика марганцевых минералов до сих пор остается сложной задачей (поскольку дифракционные критерии выделения тех или иных их разновидностей пока широко не освещены в литературе), мы сочли целесообразным остановиться на этих вопросах более подробно. При этом большое внимание уделено характеристике структурных особенностей тех марганцевых минералов, которые встретились в составе исследованных микроконкреций. Такое рассмотрение позволило более аргументированно обосновать дифракционные критерии, с помощью которых следует устанавливать те или иные минеральные разновидности, а также оказалось существенным для установ-



Фиг. 1, В

ления генетических связей между структурами разных минералов. Отметим, что в процессе минералогического изучения микроконкреций авторами получены новые данные, уточняющие структурные характеристики марганцевых минералов.

В изученных микроконкрециях обнаружены: две разновидности бернессита, отличающиеся периодами повторяемости вдоль оси *c*, бузерит I, бузерит II, асболан, смешанослойный асболан-бузерит, тодорокит и вернадит. Визуально эти минералы неразличимы, можно отметить лишь, что в бернессите по сравнению с остальными часто наблюдается некоторое уплотнение текстуры и более темный (черный, а не черно-коричневый) цвет. Ниже приводится описание перечисленных минералов.

7,1-А бернессит (бернессит I) — наиболее широко распространенный минерал микроконкреций. Встречается в отложениях всех возрастов, но максимального развития достигает в наиболее древних миоценовых и олигоценовых осадках. Химический состав образцов, содержащих в качестве основного компонента бернессит, получен с помощью рентгеновского микрозондового анализа и приведен в табл. 1. Наличие окислов SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ и др. свидетельствует о присутствии примесей в образцах, поскольку в составе микрокристаллов бернессита, по данным энергодисперсионного анализа, входят лишь окислы Mn и Mg при очень небольшом содержании CaO, Na₂O и K₂O. Следует отметить, что с увеличением возраста в составе образцов, содержащих преимущественно

Химический состав	образцов мар	ганцевых мик	роконкреций	полигона	II (ст. 248	33),
содержа	щих в качеств	е основного	компонента б	бернессит,	%	

Окислы	Трубка 39, гл. 160 см, Q (среднее из трех, анализов)	Трубка 39, гл. 260 см, Q (среднее из пяти анализов)	Трубка 36, гл. 175 см, № (один анализ)	Трубка 13, гл. 355 см, № - Ф ³ (среднее из четы- рех анализов)
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ MnO ₂ MgO CaO Na ₂ O K ₂ O NiO Сумма H ₂ O (по разности)	$\begin{array}{c} 10,15\\ 1,51\\ 3,61\\ 3,92\\ 51,21\\ 3,82\\ 1,34\\ 0,94\\ 1,36\\ 1,48\\ 79,34\\ 20,66\end{array}$		$1,34 \\ 0,43 \\ 1,40 \\ 1,09 \\ 74,89 \\ 6,29 \\ 0,82 \\ 0,06 \\ 1,97 \\ 2,52 \\ 90,81 \\ 9,19$	3,13 0,64 0,57 1,46 68,62 7,12 0,52 1,90 2,93 1,46 88,35 11,65

Примечание. Суммарное железо и марганец пересчитаны на трех- и четырехвалентные формы соответственно. Аналитик Г. В. Карпова.

бернессит, наблюдается повышение концентрации MnO_2 и MgO и уменьшение количества H_2O , SiO_2 и Al_2O_3 и Fe_2O_3 (см. табл. 1). Аналогичная закономерность наблюдается в зональных микроконкрециях при сравнении состава их внешних и внутренних частей. Распределение K_2O и Na_2O в разных частях бернесситсодержащих микроконкреций незакономерно.

Минерал легко диагностируется как методами рентгеновского, так и микродифракционного анализов. Дифрактограммы ориентированных препаратов 7,1-А бернессита содержат практически целочисленную серию базальных отражений с d(001) = 7,08-7,15 А. Достаточно богаты рефлексами и дифрактограммы, полученные от неориентированных порошковых образцов, причем число фиксируемых рефлексов, их четкость и интенсивность заметно возрастают с увеличением возраста осадка (см. фиг. 1, Б). Рентгенограммы, полученные от бернессита из миоценовых и олигоценовых отложений, наиболее четкие и сопоставимы с хорошо упорядоченным бернесситом из Карибского моря, описанным в работе [17]. Индицирование дифрактограмм показывает, что минерал характеризуется гексагональной ячейкой с параметрами: a=2,84 и c=7,08 Å.

Детальным исследованием с помощью рентгеновского профильного анализа и микродифракции электронов установлена структура бернессита [14]. Основным структурным элементом бернессита является двумерная сетка из соединенных боковыми ребрами октаэдров (фиг. 2). Вершины октаэдров представлены в основном анионами кислорода и частично гидроксильными группами ОН, а центры большинства из них заселены катионами Мп4+. Из-за того что некоторые из октаэдров вакантны, октаэдрические Mn⁴⁺-слои нуждаются в компенсации отрицательного заряда. Она достигается за счет того, что к крышкам пустых октаэдров сверху и снизу примыкают межслоевые катионы Mn³⁺. Они имеют октаэдрическое окружение и координируются со стороны Mn4+-слоя атомами кислорода, образующими крышки пустых октаэдров, а с противоположной стороны — молекулами воды и группами ОН. Молекулы H₂O и группы OH располагаются над (и под) атомами кислорода смежных слоев и образуют с ними водородные связи. Таким образом, в каждом межслоевом промежутке молекулы H₂O и группы OH составляют с атомами кислорода одного из смежных Мп⁴⁺-слоев октаэдры, заселенные катионами Mn⁴⁺, а с атомами кислорода другого из них — пустые призмы и наоборот.

Указанное строение межслоевых промежутков обеспечивает идентичное расположение друг над другом Mn⁴⁺-слоев и определяет гексатональную ячейку бернессита с минимальным периодом повторяемости



Фиг. 2. Схемы структур марганцевых минералов в проекции на плоскость (010): a — 7,1-А бернессит (бернессит I); б — 7,5-А бернессит (бернессит II); в — бузерит I; г бузерит II; д — асболан; е — неупорядоченный смешанослойный асболан-бузерит 1 — октаэдрическая сетка, 2 — вакантные октаэдры, 3 — катионы Mn⁴⁺, 4 — катионы Mn²⁺, Mn³⁺, Co, Ni, Cu, 5 — катионы Mn²⁺, Mn³⁺, Ca, Ni, 6 — молекулы H₂O







вдоль оси с. Схематично структура бернессита изображена на фиг. 2. Идеальная структурная формула минерала имеет вид

$${Mn_{1-x}^{4+}O_2}^{4x-}$$
 ${Mn_x^{3+}(OH)_x(H_2O)_{2x}}_2^{4x+}$,

где *х* — количество вакансий, приходящихся в среднем на элементарную ячейку.

Как уже отмечалось, по химическому составу исследуемый бернессит в отличие от обычно описываемых в литературе кальциевых разновидностей характеризуется очень низким содержанием Са и высоким Mg. Нашими исследованиями установлено, что Mg изоморфно замещает Mn⁴⁺ в октаэдрах Mn⁴⁺-слоев, повышая их отрицательный заряд. Структурная формула исследованного бернессита имеет вид

$[Mn_{0,66}^{4x}Mg_{0,21}O_{1,39}(OH)_{0,61}] \ [Mn_{0,13}^{3+}Ca_{0,01}Na_{0,06}K_{0,06}(OH)_{0,22} \ (H_2O)_{0,56}].$

Следует отметить, что содержание катионов трехвалентного марганца приводит к появлению относительно большого количества гидроксильных групп, которые наряду с молекулами H_2O координируют эти катионы со стороны межслоевых промежутков. Наличие групп OH создает более компактную анионную упаковку вокруг межслоевых катионов Mn^{3+} и более прочные водородные связи между смежными слоями. Повидимому, этим определяется относительно низкое значение параметра c_0 исследованного бернессита.

7,5-А бернессит (бернессит II). В изученных микроконкрециях среди марганцевых минералов была обнаружена новая, гидратированная разновидность бернессита, отличающаяся от обычного периодом повторяемости вдоль нормали к слоям, равным 7,5 А. На дифрактограммах семи образцов, взятых с интервала глубин 50-500 см (полигон II, ст. 2483, трубка 39), присутствуют два очень четких рефлекса с d, равным 7,08 и 7,5 Å, причем в образцах с горизонтов 215 и 260 см фаза 7.5 Å резко преобладает. Именно эти два образца исследовались очень тщательно и детально на предмет минералогической идентификации 7,5-А фазы методом микродифракции электронов, а также термической обработкой образца при 100° С, в результате которой рефлекс с d=7,5 А исчезал, а с d=7,08 Å — увеличивал интенсивность. При этом не появлялось никаких других, новых рефлексов, могущих принадлежать иным фазам. Это дает основание считать, что после нагрева образца при 100° С происходит дегидратация 7,5-Å фазы и ее преобразование в 7,08-Å бернессит. Метод дифракции электронов определяет обе фазы (7,08 и 7,5 Å) как бернесситовые. В условиях вакуума электронного микроскопа периодичность 7,5-Å фазы также уменьшается до 7,1 Å. По своим дифракционным особенностям исследуемая фаза аналогична раньсеиту, структура которого также состоит из октаэдрических Mn4+-слоев, содержащих вакансии. Отрицательный заряд слоев компенсируется в этом минерале в основном межслоевыми катионами Са. Как показали данные энергодисперсионного анализа, в частицах образца 7,5 А-фазы содержание Са практически одинаково с его содержанием в бернессите с d(001) = 7.1 Å. Можно полагать, что неодинаковое значение d (001) (параметр c_0) различных бернесситов и раньсеитов зависит как от размера ионных радиусов и заряда межслоевых катионов, так и от величины межслоевых связей, определяемых в значительной степени количественным содержанием в структурах групп ОН. С этим согласуется тот факт, что для данной бернесситоподобной фазы из микроконкреций центральной части Тихого океана, близкой по составу к описанному выше бернесситу с d (001) = 7,08 Å, но характеризующейся несколько большим значением параметра c₀, равным 7,5 Å, с помощью рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии установлено значительно меньшее значение содержания групп ОН.

7,5-А бернессит встречен только в миопелагических четвертичных глинах в ассоциации со всеми остальными гидроокислами марганца, кроме вернадита.

Бузерит I. Впервые природный бузерит из морских Fe—Mn-конкреций описан Р. Джиованоли и П. Бюрки [16]. Этот минерал можно рассматривать как еще более гидратированный аналог бернессита. В природном состоянии бузерит характеризуется периодичностью, равной приблизительно 9,6—10,0 Å, тогда как в условиях вакуума она уменьшается за счет удаления межслоевой воды до 7,1 Å. Ф. В. Чухровым с соавторами показано, что структуру бузерита также составляют октаэдрические Mn⁴⁺-слои с вакансиями, создающими отрицательный заряд, который компенсируется межслоевыми катионами Mn³⁺, Ca, Na и т. п., имеющими октаэдрическое окружение. Структурная близость бернессита и бузерита подтверждается данными ИК-спектроскопии [21], согласно которым фазовый переход между ними сопровождается только потерей воды, но не связан с глубокими структурными изменениями Mn⁴⁺-слоев. Как в случае смектитов и вермикулитов, повышенная степень гидратированности бузерита, по-видимому, связана с меньшей по сравнению с бернесситами, обнаруженными в природных условиях, величиной отрицательного заряда Mn⁴⁺-слоев. Схематичное изображение структуры бузерита приведено на фиг. 2.

По-видимому, мономинеральный бузерит найден в Fe—Mn-конкрециях осадков Тихого океана и описан П. Хальбах и др. [19] под названием «тодорокит». Дифрактограмма образца в природном состоянии содержит характерные базальные отражения с d, равным 9,8; 4,9; 3,25 Å, которые после нагревания минерала при 105° С в течение 2 ч смещаются в положения с d, равным 7,2 и 3,6 Å. Эти данные свидетельствуют о легкости структурного перехода бузерита в его дегидратированный аналог в результате удаления межслоевой воды.

Присутствие бузерита в поликомпонентных микроконкрециях установлено нами при сопоставлении результатов изучения одного и того же образца методами рентгеновского и микродифракционного анализов, а также при рентгеновском изучении прогретых образцов. Бузерит встречен в четвертичных отложениях II полигона на ст. 29 и 36 в интервалах глубин 50—80 и 35—40 см соответственно (см. фиг. 1, Б). Его присутствие считалось установленным, если на дифрактограмме образца обнаруживали рефлекс заметной интенсивности с $d \simeq 10$ Å, а по данным микродифракции определялся только бернессит (дифрактограммы образцов, прогретых при 100°С, также содержали только пик с d=7 Å).

Бузерит II. При изучении фазового состава микроконкреций, а также образцов керченских железомарганцевых руд с помощью просвечивающей электронной микроскопии обнаружена ранее не описанная 10-Å марганцевая фаза, близкая по многим характеристикам охарактеризованному выше бузериту и поэтому названная «бузерит II» [8]. Параметры элементарной ячейки минерала (a=2,84, c=9,6 Å) практически такие же, как у бузерита I в естественно гидратированном состоянии. Однако в отличие от бузерита I, который в вакууме электронного микроскопа переходит в бернессит, структура бузерита II в аналогичных условиях не изменяется, т. е. положение базальных рефлексов на электронограммах соответствует целочисленной серии с d (001) =9,7/1 Å.

Практическая идентичность параметров и состава ячеек бузеритов 1 и II позволяет предполагать близость их структур, а неодинаковая устойчивость этих минералов к дегидратации в условиях вакуума, очевидно, связана с различием их некоторых структурных особенностей.

Основу структуры бузерита II, так же как и других описанных выше минералов, составляют октаэдрические Mn⁴⁺-слои с вакантными позициями, над и под которыми располагаются катионы Mn²⁺, Mn³⁺, Ca, Na, также имеющие октаэдрическое окружение. Предполагается, что в слоях бузерита II в отличие от слоев бузерита I помимо одиночных пустых октаэдров содержатся цепочки вакантных октаэдров произвольной длины, вытянутые в соответствии с симметрией слоя по трем эквивалентным направлениям [100], [010], [110] (см. фиг. 2). Произвольная длина цепочек означает, что они могут содержать два, три и более вакантных октаэдров. Наложение слоев описанного типа будет приводить к взаимному пересечению цепочек Mn²⁺-, Mn³⁺-, Са-октаэдров в каждом межслоевом промежутке, что и является основной причиной отсутствия эффектов сжатия структуры минерала в вакууме электронного микроскопа.

Основным методом идентификации бузерита II является микродифракция электронов, поскольку его рентгеновская характеристика достаточно близка к характеристике структурно неупорядоченных тодорокитов и асболанов. Следует иметь в виду, что между бузеритом I и бузе-

ритом II возможны структурные переходы или во всяком случае одновременное присутствие в одном и том же микрокристалле межслоевых промежутков двух разных типов, строение одного из которых соответствует бузериту I, а другого — бузериту II. В условиях вакуума электронного микроскопа это приведет к формированию смешанослойного образования бернессит-бузерит II, в котором будут чередоваться 7,1- и. 9,7-А слои. Существование таких смешанослойных фаз легко диагностируется по наличию на электронограммах нецелочисленной серии базальных отражений. В условиях рентгеновского эксперимента эффект смешанослойности также можно выявить из анализа положений рефлексов на дифрактограммах прокаленных образцов. Как уже упоминалось, в природном состоянии обе модификации бузерита имеют одинаковый период повторяемости вдоль оси с и, следовательно, смешанослойная фаза бузерит І-бузерит II будет характеризоваться целочисленной серией базальных отражений с d (001), равным 9,7-10,0 А. После нагревания образца при 100 или 150°C из-за дегидратации бузеритовых межслоев должна возникнуть смешанослойная фаза бернессит-бузерит II с чередующимися слоями, равными 7,1 и 9,7 Å, что на дифрактограмме проявляется по смещению первого базального рефлекса в область больших углов рассеяния рентгеновских лучей. Величина этого смещения определяется главным образом отношением числа слоев бернессита и бузерита II. Тем не менее анализ только базальных отражений на дифрактограммах природного и прокаленного образцов или на электронограммах недостаточен для идентификации смешанослойных фаз бузерит Ібузерит II, поскольку, как будет показано ниже, аналогичными рентгеновскими дифракционными характеристиками обладают смешанослойные минералы асболан-бузерит. Хотя смешанослойный бузерит I-бузерит II пока не обнаружен, но его существование, по нашему мнению, столь вероятно, что мы сочли целесообразным привести здесь его дифракционные характеристики, чтобы облегчить его выявление в составе Fe—Mn-конкреций.

Кстати, отметим, что 7,5-А бернессит нельзя рассматривать как смешанослойную фазу бернессит-бузерит I, поскольку он характеризуется целочисленной серией базальных отражений.

Бузерит II встречен только в четвертичных отложениях полигона II в ассоциации с бузеритом I, смешанослойным асболан-бузеритом, тодорокитом, асболанами и обеими модификациями бернессита.

Асболаны. В течение длительного времени асболаны относились к группе вадов, которые объединяли землистые выделения различных минералов из группы гипергенных окислов марганца. Особенностью многих асболанов является повышенное содержание никеля и кобальта. Их рентгеновская дифракционная картина, как правило, содержит очень небольшое число относительно слабых и размытых рефлексов, которые не позволяли сделать сколько-нибудь однозначных выводов о структуре минерала. Скудная рентгеновская дифракционная характеристика асболанов привела к тому, что в течение очень длительного времени кристаллохимическая природа этих минералов оставалась не раскрытой. Сочетание комплекса различных методов исследования, прежде всего использование микродифракции электронов с энергодисперсионным анализом, позволило в последние годы выявить основные структурные особенности асболанов, которые оказались представлены несколькими минеральными разновидностями [6, 7].

Установлены две принципиально разные структурные группы асболанов. В одной из них катионы в обоих типах чередующихся слоев имеют октаэдрическую координацию, а в другой — катионы, относящиеся к разным слоям, имеют разное катионное окружение — октаэдрическое и тетраэдрическое [6, 7]. Ниже мы ограничимся рассмотрением лишь асболанов первой группы, поскольку только они были встречены в составе изученных микроконкреций.

В структурах асболанов этой группы октаэдрические Mn⁺-слои идеального состава MnO₂ упорядоченно чередуются с октаэдрическими *R*- слоями идеального состава $R(OH)_2$. В зависимости от природы катионов R, заселяющих октаэдры гидроокисных слоев, в настоящее время выделены Ni, Co—Ni, Mn²⁺ (Mn³⁺), Mn²⁺ Ni, Mn²⁺ Fe-разновидности асболанов. Характерно, что асболаны с очень высокими концентрациями Ni и Co приурочены к гипергенным образованиям, тогда как асболаны из океанических конкреций отличаются более высокими содержаниями Mn²⁺ и (или) Mn³⁺ в гидроокисных слоях, наряду с которыми, но в подчиненных количествах, присутствуют Ni или Fe.

В асболанах октаэдрические слои разного катионного состава отличаются базисными параметрами. В этих условиях структуру каждой разновидности асболана приходится описывать с помощью двух несоразмерных друг с другом гексагональных подрешеток, имеющих общее начало координат, одну и ту же пространственную ориентировку и одинаковый период c_0 , равный сумме толщин двух смежных разнотипных слоев, но разные значения базисного параметра *a*. Так, например, параметры гексагональных подрешеток у Ni-асболана равны: a=2,83, c=2,18 Å (Mn⁴⁺-подрешетка); a=5,21, c=9,18 Å (Ni-подрешетка); y Co—Ni-асболана a=2,83, c=9,34 Å (Mn⁴⁺-подрешетка), a=3,04, c=9,34 Å (Co—Ni-подрешетка). Различие параметров подрешеток из-за неодинаковых базисных размеров чередующихся октаэдрических слоев обусловлено различными ионными радиусами мелких (Mn⁴⁺) и более крупных (Ni, Co, Mn²⁺, Mn³⁺) катионов, а также разным характером их распределения по доступным октаэдрическим позициям.

Характерной особенностью всех асболанов является дефектность $R(OH)_2$ -слоев, их островковое прерывистое строение. Пространство между островками из $R(OH)_2$ -слоев заполнено молекулами воды и межслоевыми катионами Ca²⁺. Химическую формулу асболанов рассматриваемой группы можно записать в виде:

 $[Mn^{4+}O_{2-x}(OH)_{x}]^{x+}[R_{y}^{2+}(OH)_{2y+x}]^{x-} \cdot nH_{2}O$

(где R²⁺— Ni, Co, Mn²⁺, Ca).

Замещение части атомов О на группы ОН в Мп⁴⁺-слоях обусловливает появление в них избыточного положительного заряда, который компенсируется отрицательным зарядом *R*-слоев, возникающим из-за наличия вакантных октаэдров. Между слоями различного типа существуют не только электростатические, но и водородные связи за счет взаимодействия атомов кислорода Mn⁴⁺-слоев с гидроксильными группами *R*слоев. Возможность образования водородных связей определяется способом взаимного наложения разнотипных слоев, при котором анионы в смежных слоях находятся друг над другом, т. е. обеспечиваются максимально возможные расстояния между донорными и акцепторными кислородами.

Дифрактограммы асболанов в естественном состоянии характеризуют только подрешетку Мп⁴⁺-слоев. Параметры ее гексагональной ячейки (a=2,82; c=9,6 Å) можно определить на основе индицирования наблюдаемых отражений. Рефлексы второй подрешетки, обусловленной существованием R-слоев, на дифрактограммах не выявляются, очевидно, изза слабой их интенсивности, обусловленной дефектным строением слоев данного типа. В целом рентгеновская дифракционная картина асболанов очень близка к дифрактограммам бузерита и плохо окристаллизованного тодорокита, и поэтому на ее основе надежная диагностика этих минералов невозможна. Единственным надежным методом, который позволяет выявлять асболаны даже в смеси с другими минералами, является микродифракция электронов, особенно эффективная в сочетании с энергодисперсионным анализом. Наличие на электронограмме, отвечающей плоскости (001) частицы, двух систем расположенных по гексагональному закону и одинаково ориентированных сеток рефлексов hkO при единой серии базальных отражений OOl с $d(001) \simeq 9.3$ Å, являются теми четкими дифракционными критериями, позволяющими отнести исследуемый объект к асболану. Данные о составе частицы, полученные с помощью энергодисперсионного анализа, дают возможность уточнить ее принадлежность к той или иной минеральной разновидности.

В составе микроконкреций асболан встречается редко. Он отмечен и на I, и на II полигонах только в плейстоценовых отложениях. Ассоциирует со всеми описываемыми марганцевыми минералами.

Смешанослойные минералы асболан бузерит. Хорошо известно, что дифрактограммы образцов Fe--Мп-конкреций очень часто содержат достаточно интенсивный максимум с межплоскостным расстоянием 9,6—10 Å. Большинство исследователей отождествляло фазу, ответственную за появление этого рефлекса, с тодорокитом. Из приведенных выше данных очевидно, что рентгеновские дифракционные картины, содержащие интенсивные отражения с d, приблизительно равными 9.8: 4.9: 2.44 Å, могут соответствовать не только тодорокиту, но и бузериту, асболану или смешанослойному бузериту І-бузериту II. Проведенные недавно детальные исследования позволили установить, что 10-А фаза может относиться к еще одному структурному типу, объединяющему неупорядоченные смешанослойные минералы асболан-бузериг [13]. В структуре этих минералов в разных соотношениях чередуются асболановые и бузеритовые пакеты. Ее можно представить и как совокупность двумерно-непрерывных в пределах кристалла октаэдрических Mn^{4+} -слоев (a=2,83 Å), между которыми (в зависимости от физико-химических условий) могут располагаться либо островковые слои (а₀= =3,03 Å), образованные гидроксильными анионами, в октаэдрах которых размещаются катионы Mn²⁺, Mn³⁺, Ni, Co и др. (асболановые межслои), либо катионы Mn²⁺ и Ca²⁺, координируемые молекулами H₂O и анионами кислорода основных Мп⁴⁺-слоев (бузеритовые межслои). Схематичное изображение структуры асболан-бузерита показано на фиг. 2.

Поскольку в естественном состоянии асболановые и бузеритовые пакеты имеют практически одинаковую высоту, их сосуществование в микрокристаллах не нарушает целочисленности серий базальных отражений с $d(001) \simeq 9.7 - 10$ А. Однако в условиях вакуума или после прогрева образца бузеритовые пакеты сжимаются до 7,1 А, тогда как толщина асболановой составляющей остается без изменений. Это приводит к чередованию в структуре пакетов разной высоты — 7,1 (бернесситовых) и 9,4 Å (асболановых), что проявляется на дифракционных картинах смещением первого базального рефлекса в область больших углов θ, нарушающих целочисленность в позициях базальных рефлексов. Эффекты смещения первого малоуглового рефлекса на дифракционных картинах асболан-бузерита четко фиксируются как на электронограммах, полученных от загнутых краев частиц в электронном микроскопе, так и на дифрактограммах прокаленных образцов. Нетрудно видеть, что характер поведения базальных рефлексов одинаков для смешанослойных фаз асболан-бузерит и бузерит I-бузерит II.

Таким образом, эти два принципиально разных смешанослойных минерала невозможно диагностировать с помощью методов рентгеновского анализа. Вновь микродифракция электронов оказывается тем эффективным средством, с помощью которого весьма просто идентифицировать каждую из рассматриваемых смешанослойных фаз. В случае смешанослойного асболан-бузерита электронограмма, отвечающая (001) плоскости частицы, должна содержать две несоразмерные гексагональные сетки рефлексов hkO, свидетельствующие о наличии в структуре асболановой составляющей. В то же время на дифракционных картинах, полученных от загнутых краев частиц асболан-бузерита, должна регистрироваться нецелочисленная серия базальных отражений, появляющаяся главным образом в результате смещений первого малоуглового рефлекса в сторону больших углов θ . В случае смешанослойной фазы бузерит I-бузерит II микродифракционная картина должна содержать единственную сетку отражений hkO, соответствующую параметру a Mn⁴⁺слоев.

Смешанослойный асболан-бузерит распространен в плейстоценовых и в верхних частях плиоценовых отложений. В глинах нижних интерва-

лов плиоцена встречается спорадически и полностью отсутствует в осадках миоцена и олигоцена. Встречается в ассоциации со всеми найденными марганцевыми минералами.

Тодорокит. Этот минерал часто встречается в Fe—Мп-конкрециях в тонкодисперсном и плохо окристаллизованном состоянии, что затрудняет его диагностику методами рентгеноструктурного анализа. Особенно сложно выделить этот минерал по рентгеновским дифракционным данным при анализе поликомпонентных образцов. Вместе с тем структура этого минерала резко отличается от всех рассмотренных выше окислов марганца прежде всего тем, что она является не слоистой, а туннельной. Стенки туннелей, параллельных друг другу и вытянутых вдоль оси *с*, образованы лентами из соединенных боковыми ребрами октаэдров. Структурное своеобразие тодорокита определяет появление на микродифракционных картинах особенностей, свойственных только этому минералу. Их подробное обсуждение приведено в работах [11, 12].

В изученном районе максимальное количество тодорокита наблюдается в микроконкрециях, отобранных из осадков граничной зоны плейстоцен-плиоцена на полигоне II. Минерал, как правило, плохо окристаллизован, но имеет характерную микродифракционную картину с обычным для тодорокита параметром a=9,75 Å. Присутствует в ассоциации со всеми отмеченными марганцевыми минералами.

Вернадит. Как известно, структурно-неупорядоченный вернадит (δ-MnO₂) — основной и наиболее распространенный минерал макроконкреций. Однако для микроконкреций изучаемого района он в значительных количествах отмечен только в современных отложениях поверхностной зоны осадка в непосредственном контакте с придонной водой, реже встречается в четвертичных отложениях и единичные находки сделаны в плиоцен-олигоценовых осадках (см. фиг. 1, А, Б). На дифрактограммах вернадит фиксируется по рефлексам с d, равным 2,42 и 1,4 Å, которые в нашем случае, однако, не являются достаточно четким диагностическим признаком, так как присущи и другим найденным марганцевым минералам: можно отметить лишь значительное увеличение их интенсивности в тех случаях, когда в препаратах для просвечивающего электронного микроскопа частицы вернадита встречаются часто. По картинам дифракции электронов, на которых фиксируется также рефлекс с $d \sim 2,2$ Å [10], для вернадита определены параметры: $a_0 = 2,83$, $c_0 \simeq 4,7$ Å. Минерал характеризуется формулой: $MnO_2 \cdot m(R_2O, RO, R_2O_3)$, где R катионы K, Na, Ca, Fe и др.

Основным марганцевым минералом, с которым ассоциирует вернадит, является бернессит. Реже вернадит встречается с бузеритом II и смешанослойным асболан-бузеритом. В одном случае в осадках полигона I наблюдается его сосуществование с асболаном.

ПОЛОЖЕНИЕ МАРГАНЦЕВЫХ МИНЕРАЛОВ В РАЗРЕЗЕ

Наиболее детальные минералогические исследования проведены нами в пределах полигона II. Были выбраны четыре позиции (см. фиг. 1, Б), сводный разрез осадков в которых охватывает возрастной интервал от верхнего олигоцена до настоящего времени и характеризуется сменой (снизу вверх) кремнистых осадков глинистыми. Самые верхние части разреза — современные диатомовые и радиоляриевые глинистые илы. Положение в этом разрезе минералов марганца показано на фиг. 3, а их ассоциации приведены в табл. 2.

Современные (поверхностные, горизонт 0—2 см) полужидкие илы содержат только вернадит и бернессит. Количество вернадита резко уменьшается по мере уплотнения осадка и уже на глубине 10 см от поверхности практически сходит на нет. Это соответствует возрасту <0,7 млн. лет. Количество бернессита в этом глубинном и возрастном интервалах также падает, однако совсем он не исчезает и продолжает встречаться в подстилающих плейстоценовых глинистых радиоляритах

80	nspacm,	Requiridum	Бузе	pum	Асболан-	Асбалан	Бернец	с <i>ц т</i>	Тадарахит
M.	лн. лет	05071000111	Ι	П	бузерит	ALUUJUA	7,5 Å	7.0 Å	1000 0000
608	ременный		-	_					
	0,69								1
	0,89								1 🔺
Q	0,95 1.62		l v						
L	1,83						•		
	2,41								ľ
NZ	3,76								
	3,85-4,24								1
<u> </u>	4,24- 5,1				'				
N ₁	5,1 - 24								
₽ ³	24-30								

Фиг. 3. Схема распределения минералов марганца в разновозрастных осадках полигона II

и радиоляритовых глинах, которые содержат весь набор обнаруженных марганцевых минералов. В распределении последних намечаются следующие закономерности.

Отложения возрастного интервала 0,69—0,89 млн. лет содержат в основном бузерит, асболан-бузерит и бернессит; в отложениях старше 0,89 млн. лет и до конца плейстоцена (1,8 млн. лет) количество бернессита резко уменьшается, а бузерит исчезает полностью. Им на смену приходят тодорокит и асболан (см. фиг. 1, Б и З), последний присутствует в незначительном количестве и к концу плейстоцена также про-

Таблица 2

	Литология	Возра	аст, млн. лет	Ассоциации Мп-минералов
Кре	емнисто-глинистый ил	co	временны й	вернадит + бернессит
	мнопелагическая,		0,7—0,9	Бузерит + асболан-бузерит + бернессит + + (тодорокит + асболан) *
	диоляриями	Q	0,9—1,6	Тодорокит + бузерит + (асболан-бузерит+. +бернессит + асболан)
Глина	миопелагическая		1,6—2,0	Асболан-бузерит + тодорокит + (бернес- сит + асболан)
			2,0-2,5	Асболан-бузерит + бернессит (тодорокит)
		N ₂	2,5-3,5	Бернессит + (асболан-бузерит)
	эвпелагическая		3,5—5,1	Бернессит + (асболан-бузерит + тодоро- кит + вернадит)
Глини	сто-кремнистые	N ₁	5,1-24	Бернессит + (вернадит)
осад	KN	₽3	24—30	Бернессит

Ассоциации Мп-минералов в микроконкрециях полигона II

• В скобках приведены минералы, которые для данного горизонта можно рассматривать как акцессорные.

падает. Осадки возрастного интервала 0,89—1,62 млн. лет являются самыми разнообразными по содержанию марганцевых минералов, так как в них помимо перечисленных фаз присутствует еще и 7,5-Å бернессит.

В миопелагических плейстопеновых глинах преобладающей является ассоциация из трех минералов: смешанослойного асболан-бузерита, тодорокита и бернессита. Количество бернессита, начиная с верхов плиоцена, постепенно нарастает, и в эвпелагических глинах нижнего плиоцена он становится основным марганцевым минералом. Тодорокит и смешанослойный асболан-бузерит в низах плиоцена исчезают, но здесь спорадически появляется вернадит, единичные находки которого отмечаются и в кремнистых осадках миоцена.

В древних глинистых радиоляритах верхнего олигоцена марганцевые микроконкреции состоят исключительно из бернессита (см. табл. 2 и фиг. 1, Б и 3).

Приведенный фактический материал свидетельствует о том, что в разновозрастных осадках минеральный состав марганцевых микроконкреций неодинаков и по мере увеличения возраста одна минеральная ассоциация сменяется другой. Эти переходы в пределах единичных микроконкреций осуществляются на фоне нивелирования в них зон разного состава. Такое преобразование контролируется, в частности, исходным распределением химических компонентов на затравке микроконкреции (фиг. 4) или как следствие этого исходным минеральным составом. Если затравка представляла собой, например, опаловый (SiO₂·nH₂O) скелет радиолярии (см. фиг. 4, ряд I), то диагенетическое преобразование его с участием сорбированных компонентов приводит к формированию в центральных частях микроконкреций цеолитов и (или) смектитов (см. фиг. 4, ряд II). Другие компоненты, в частности Мп, распределены по отдельным зонам крайне неравномерно. Нам удалось установить, что периферические зоны в относительно молодых микроконкрециях состоят из бернессита (в приведенном на фиг. 4, ряд II, примере возраст осадка, из которого взята микроконкреция, составляет 1,8 млн. лет). Состав промежуточных зон более сложный. Наряду с окислами марганца в них отмечается повышенное содержание Fe, Ti, Ni, Al, Mg, Ca и особенно H₂O. Если предположить, что разность между 100% и суммой окислов в процентах, определенной микрозондовым анализом, равна содержанию воды, то в промежуточных зонах ее концентрация на 10, а иногда и на 20% выше, чем в периферических (табл. 3). Таким образом, с учетом количественного преобладания Мп над всеми остальными компонентами можно утверждать, что промежуточные зоны по сравнению с периферическими сложены более водонасыщенными и более гетерогенными в отношении катионного состава разностями марганцевых минералов. Удаление воды и примесных катионов из внутренних зон, возможно, один из факторов, приводящих с течением геологического времени к гомогенизации состава микроконкреций (см. фиг. 4, ряд III).

В разновозрастных осадках полигона II смену ассоциаций марганцевых минералов можно выразить схемой: вернадит+бернессит-бузерит+асболан-бузерит-асболан-бузерит + тодорокит + (асболан)-асболан-бузерит+бернессит-бернессит.

Как видно из фиг. 3, практически полная структурная гомогенизация Мп-минералов заканчивается к возрасту ~4 млн. лет.

Если придерживаться той точки зрения, что глинистые осадки пелагиали океана могут формироваться при переработке исходного пирокластического [2] или биогенного опалового материала, то переход марганцевых минералов в структурно устойчивую форму — бернессит осуществляется в основном с формированием эвпелагических глин.

Схема, установленная для полигона II, подтверждается и в разновозрастных осадках полигона I. Здесь картина несколько проще: вернадит+асболан-бузерит+асболан+ (тодорокит) → вернадит+асболан-бузерит+бернессит→бернессит.

Таким образом, в пределах двух относительно равнинных конкреционных полей минеральный состав микроконкреций и характер распре-



Фиг. 4. Состав и строение внутренних зон микроконкреции. Микроанализатор «Камебакс»

деления Мп-минералов по разрезу сходны и зависят не столько от глубины отбора образца и литологического состава вмещающего осадка, сколько от геологического возраста последнего. Молодые отложения характеризуются большим набором Мп-минералов, формирующих микроконкреции. Число отдельных минеральных видов уменьшается с увеличением возраста вмещающего осадка — наиболее древние отложения содержат только бернессит. Это обстоятельство делает правомочным вывод о диагенетической перестройке одних форм марганцевых минералов в другие в процессе временного старения осадка.

Обнаруженная тенденция к уменьшению количества минеральных видов Mn по мере увеличения возраста осадка проявляется не всегда.

Таблииа З

Таким исключением является ст. 2492 полигона III (см. фиг. 1, В). Здесь по всей глубине осадка в составе микроконкреций резко преобладает бернессит (по данным метода микродифракции электронов в сочетании с микрозондовым анализом — его Ni-разновидность), только в верхних горизонтах отмечается незначительное содержание 10-Å марганцевых минералов. Возраст осадков в этой колонке не удалось установить, однако можно предполагать, что в этом районе (разлом Кларион) диагенез осадка происходил ускоренно в условиях иной тепловой обстановки, чем на полигонах I и II. По замерам В. И. Падучих непосредственно в 28-м рейсе НИС Менделеев» «Дмитрий величина теплового потока в осевой части разлома Кларион составляет 14 Вт/

Химический	состав	отдельных	30H
микр	оконкре	щии, %	

	30	на		
Окислы	перифериче- ская	центральная		
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O NiO Сумма	0,83 0,65 0,46 1,43 72,53 6,70 0,84 0,22 2,47 1,68 87,81	$10,49 \\ 1,56 \\ 6,60 \\ 8,69 \\ 37,48 \\ 7,33 \\ 2,08 \\ 0,17 \\ 0,79 \\ 3,23 \\ 78,42$		

Примечание. Общий вид зерна и характер распределения в нем отдельных элементов смотри на фиг. 4, ряд II.

/м², а в южном борту — 64 Вт/м². По данным Е. Н. Меланхолиной и В. И. Падучих (устное сообщение), такие сильные вариации значений теплового потока в данном районе объясняются наличием здесь вулканической или газогидротермальной деятельности.

Можно полагать, что и в пределах I и II полигонов условия (тепловая обстановка, количество привносимого материала, в частности рудных компонентов) в период с олигоцена до настоящего времени изменялись. Об этом свидетельствуют, например, количественно неоднородное распределение микроконкреций в осадках и присутствие в их составе такого минерала, как тодорокит. Если проводить аналогию с континентальными месторождениями, то формирование туннельных структур тодорокита в микроконкрециях исследованного нами района могло происходить в условиях более высоких температур, чем необходимо для образования гидроокислов марганца со слоистой структурой. Последнее утверждение следует, однако, рассматривать только как гипотезу, которая еще нуждается в более надежном обосновании.

На состав марганцевых минералов в процессе диагенеза породы, повидимому, влияют локальные изменения электрохимических и кислотно-шелочных свойств осадка. Например, возможность формирования нескомпенсированных по заряду комплексов на поверхностях растворяющихся скелетов радиолярий или локальное подкисление среды при формировании в этом процессе ортокремниевой кислоты.

На состав марганцевых минералов может оказывать влияние и такой фактор, как деятельность бентосных организмов. В частности, на ст. 2483 (трубка 39) осадки с горизонтов 183—245 см характеризуются обилием расплывчатых ходов илоедов, при этом осадки с горизонтов 184—190 и 200—210 см полностью состоят из материала, сходного со светлыми оторочками ходов илоедов. Именно в пределах этих глубин в

3*
микроконкрециях отмечается повышенное (по сравнению с другими горизонтами в данной колонке) содержание 7,5 и 7,08 Å бернесситов. Это можно объяснить следующими причинами: а) ускоренным диагенезом в связи с повышенным содержанием органического углерода; б) изменением под действием микроорганизмов. фильтрационных свойств осадка и в связи с этим состава иловых и поровых вод в нем и др.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ МЕЖДУ СЛОИСТЫМИ СТРУКТУРАМИ МАРГАНЦЕВЫХ МИНЕРАЛОВ МИКРОКОНКРЕЦИЙ И ВОЗМОЖНАЯ СХЕМА ИХ ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

Известно, что глинистые минералы испытывают постседиментационные структурные изменения, основная направленность которых определяется уменьшением содержания в структуре межслоевой молекулярной воды. Особенность подобных процессов заключается в том, что они протекают хотя и с участием водных растворов, но без разрушения основной структуры, т. е. в твердофазном состоянии, часто через серию смешанослойных фаз. При этом не всегда необходимы повышенные температуры и давления. Например, при определенной концентрации катионов Мд и групп ОН в среде смектиты легко превращаются в хлориты при нормальных термодинамических условиях. Возможность трансформационных превращений типа смектит-слюда или смектит-хлорит определяется структурными особенностями этих минералов, основу которых составляют слои 2:1, а их структурная перестройка связана главным образом с преобразованием межслоевых промежутков. В какой-то степени аналогичная ситуация может иметь место и при преобразовании марганцевых минералов микроконкреций. Рассмотренные выше их кристаллохимические особенности позволяют выявить определенные генетические взаимосвязи между их структурами и уже на этой основе наметить схемы возможных трансформационных преобразований одних минералов в другие, связанные, например, с понижением степени гидратированности осадка при его старении в среде, способствующей повышению степени окисленности катионов Мп.

Как и в случае глинистых минералов, условием, благоприятствующим фазовым превращениям марганцевых минералов, является то, что основу большинства из них составляет совокупность октаэдрических Мп⁴⁺-слоев. Важно также отметить, что из анализа структур вытекает и направленность постседиментационных преобразований от более гидратных форм к менее гидратным. Наиболее проста и естественна связь между структурами бузерита I, бернессита II и бернессита I. Удаление части межслоевой воды до уровня, при котором молекулы Н₂O, координирующие с внешней межслоевой стороны катионы Mn²⁺ (Mn³⁺), станут непосредственно взаимодействовать с атомами кислорода, приведет к фазовому превращению бузерита I в бернессит II. Окисление межслоевых катионов марганца до трехвалентного состояния должно сопровождаться заменой части координирующих их молекул H₂O на гидроксильные группы ОН, чтобы обеспечить электронейтральность структуры. Это в свою очередь приведет к уменьшению высоты межслоев и превращению бернессита II в бернессит I. Такая схема структурных преобразований вполне возможна в природных условиях. Из данных лабораторных исследований известно, что бузерит может возникнуть в результате окисления аморфных окислов марганца или вернадита в щелочных водных растворах при достаточно низких температурах, характерных для морской воды [15]. Старение осадка, его уплотнение при параллельном увеличении степени окисленности марганца — условия, возможно, достаточные как для непосредственного перехода бузерита в бернессит I, так и через промежуточную фазу бернессита II.

Если продолжить аналогии между слоистыми силикатами и марганцевыми минералами, то взаимоотношения между структурами смектитов и хлоритов в определенном смысле подобны взаимоотношениям между бузеритами и асболанами. Действительно, в смектитах и хлоритах основу структуры составляют слои 2:1, между которыми располагаются либо обменные катионы и молекулы воды (смектиты), либо гидроокис-. ные слои идеального состава Mg (OH)₂ (хлориты). В бузеритах и асболанах основу структур составляют октаэдрические Мп4+-слои, между которыми располагаются либо катионы Mn²⁺, Mn³⁺, Ca и молекулы H₂O (бузериты), либо гидроокисные слои идеального состава Mn (OH)₂. В этих условиях при определенной концентрации в среде катионов Mn²⁺ и рН среды в межслоях бузерита возможно образование островковых слоев Mn (OH), т. е. по существу твердофазное превращение бузерита в асболан. Этот процесс, как и в случае слоистых силикатов, в зависимости от конкретных условий может протекать через серию неупорядоченных смешанослойных фаз бузерит-асболан. Установленная нами широкая распространенность смешанослойных фаз, так же как и их положение в разрезах, подтверждает вывод о возможности стадийного перехода бузерита в асболан. Вместе с тем следует отметить, что наблюдаемый в природе направленный ряд минералов от бузерита через серию смешанослойных фаз к асболанам всегда отражает стадийность изменения физико-химических и термодинамических условий среды, что совсем не обязательно означает стадийные трансформационные преобразования бузерита в асболан. Другими словами, смешанослойные фазы бузерит-асболан могут кристаллизоваться и непосредственно за счет окисления аморфных окислов марганца, если возникнут условия, промежуточные между теми, которые необходимы для синтеза бузерита и асболана. Как и в случае слоистых силикатов, по-видимому, можно утверждать, что трансформационные преобразования бузерит-смешанослойные фазы бузерит-асболан-асболан наиболее вероятны при процессах диагенеза.

Выше отмечалась характерная особенность состава асболанов из океанических микроконкреций, состоящая в том, что основными катионами, заселяющими октаэдры гидроокисных слоев, являются Mn²⁺ или Mn³⁺, тогда как в асболанах гипергенного генезиса они представлены преимущественно Ni и Co. По этой причине в условиях повышения валентности катионов Мп возможно структурное преобразование океанического асболана в бернессит. Для этого необходимо, чтобы внутри структуры асболана гидроокисные слои Mn(OH)₂ трансформировались в слои MnO₂. Поскольку Mn⁴⁺-слои не являются электронейтральными, то под «расклинивающим» действием полярных молекул воды последние могут проникать в межслои и образовывать бернесситоподобные промежутки. Хотя в настоящее время прямые доказательства трансформационных преобразований Mn²⁺-асболанов в бернессит отсутствуют, тем не менее приведенный в настоящей работе фактический материал по структурным особенностям этих минералов не противоречит такому предположению.

Наконец, также по аналогии со слоистыми силикатами, процессы трансформационных преобразований марганцевых слоистых минералов могут быть связаны не только с «аградацией», но и с «деградацией» их структур. Другими словами, в определенных условиях направленность структурных преобразований может быть обратна той, что обсуждалась выше. Например, возможна трансформация асболана в бузерит или бернессит в результате разрушения гидроокисных межслоев и их замены на молекулы воды, координирующие отдельные обменные катионы Mn²⁺, Ca, Ni.

Изменение внешних условий может приводить и к более серьезной перестройке структур марганцевых минералов. Например, образовавшийся в процессе гидротермальных воздействий тодорокит, оказавшись в условиях сравнительно резкого изменения окислительно-восстановительного потенциала, может легко трансформироваться в бузерит. Иначе говоря, в данном случае туннельная структура тодорокита должна трансформироваться в слоистую за счет такого разрушения стенок туннелей, при котором катионы Mn⁴⁺ заполняют цепочки вакантных октаэдров. Косвенным подтверждением такого рода трансформационных

превращений может служить наличие конкреций, центральная часть которых сложена тодорокитом, а внешняя — бузеритом или бернесситом. Со структурной точки зрения кажется значительно более сложной перестройка слоистых структур в туннельные.

В данной работе приведены фактически новые результаты, свидетельствующие о возможности направленных диагенетических структурных преобразований марганцевых минералов океанических Fe—Мп микроконкреций. Не исключено, что описанные выше структурные переходы могут реализоваться и в макроконкрециях. В частности, широко известны факты новообразования внутри конкреций кристаллических оторочек тодорокита вокруг микроглобулярных скоплений вернадита. Описывается приуроченность структурно-упорядоченных форм марганцевых минералов к центральным частям макроконкреций, а неупорядоченных — к периферическим. Отмечается, что бернессит (минерал конечных стадий трансформации) в конкрециях очень редок [1, 3, 22]. Эти и другие факты дают основание предполагать, что сложные внутренние микротекстуры, проявляющиеся в макроконкрециях как по всей массе, так и в точечных локальных участках, могут быть в отдельных случаях следствием диагенетических структурных переходов одних марганцевых минералов в другие.

Выявленные структурные переходы могут иметь и прикладное значение. Известно, что гидроокислы марганца являются хорошими природными сорбентами рудных компонентов, в частности Со и Ni. Особенно благоприятны для сорбции рыхлые слоистые структуры бузеритов [5]. Поэтому возможности трансформации этих структур в процессе старения осадка или под влиянием других факторов следует учитывать.

В заключение отметим, что необходимы дальнейшие систематические и детальные исследования, которые позволили бы уточнить конкретные условия, при которых протекают те или иные структурные переходы, механизмы этих переходов и масштабы диагенетических преобразований. При этом, естественно, необходимо учитывать все многообразие факторов (биоорганизмы, гидротермы, кислотность — щелочность и др.), контролирующих как формирование самих конкреций, так и процессы минералообразования в них.

Литература

- 1. Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, (Тр. Ин-та океаноло-
- Аслезомарганцевые конкреции тихого океана. и... наука, (тр. тигта океанология гин АН СССР, т. 109), 1976. 290 с.
 Коссовская А. Г., Гущина Е. Б., Дриц В. А. и др. Минералогия и генезис мезозой-ско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 «Гло-мар Челленджер». Литология и полез. ископаемые, 1975, № 6, с. 12-35.
- мар челленджер». литология и полез. ископаемые, 1975, № 6, с. 12—53.
 Кронен Д. Подвижные минеральные месторождения. М.: Наука, 1982. 390 с.
 Меланхолина Е. Н., Савельева Г. Н., Кудрявцев Д. И. и др. Состав океанической коры и верхней мантии в зоне разлома Кларион (Тихий океан). Докл. АН СССР, 1983, т. 268. № 4, с. 942—946.
 Челищев Н. Ф. О роли ионного обмена при глубоководном океаническом минерало-соворовии. В им. Составие и морай (поле веническое минерало-соворовии. В им. Составие и морае (поле веническое минерание).
- образовании. -- В кн.: Геология океанов и морей (тез. докл. 6-й Всесоюз. школы о
- морской геологии). М., 1984, т. 3, с. 151.
 4. *Чухров Ф. В., Горшков А. И., Витовская Е. С. и др.* Кристаллохимическая природа Со-Ni асболана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 6, с. 73—81. *Чухров Ф. В., Горшков А. И., Дриц В. А. и др.* Новая структурная разновидность асболана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 6, с. 69—77.
- ассолана. Изв. АП СССГ. Сер. геол., 1302, «е о, с. от т. 8. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Дриц В. А. и Др. Структурные модели и методика изучения бузерита. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 12, с. 6—30. 9. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Ермилова Л. П. и др. Минеральные формы нахожде-
- ния марганца и железа в осадках океана.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 4, c. 5—21.
- 10. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Рудницкая Е. С., Сивцов А. В. К характеристике бернессита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 9, с. 67—76.
- Чухров Ф. В., Горшков А. И., Сивцов А. В. Новая структурная разновидность то-дорокита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 5, с. 88—91.
 Чухров Ф. В., Горшков А. И., Сивцов А. В., Березовская В. В. О структурных раз-новидностях тодорокита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 12, с. 86—95.
 Чухров Ф. В., Штеренберг Л. Е., Горшков А. И. и др. О природе 10 Å марганце-робот минория Б. М. Сисичински и система И. и. др. О природе 10 Å марганце-новидностях в М. Сисичински и система И. и др. О природе 10 Å марганце-робот минория Б. М. Сисичински и сисически и сисиче
- вого минерала Fe—Mn океанических конкреций.— Литология и полезн. ископаемые, 1983, № 3, c. 33—41.

- Чухров Ф. В., Сахаров Б. А., Горшков А. И. и др. О структуре бернессита из Ти-хого океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1985, № 3, с. 25—37.
 Giovanoli R., Feitknecht W., Fischer F. Über Oxidhydroside des vierwertigen Man-gans mit Schichtengitter. 3. Mitteilungs Reduktion von Mangan (III)—manganat (IV)
- mit Zimtalhohol. Helv. Chim. Acta, 1971, v. 54, p. 1112–1124.
 16. Giovanoli R., Bürki P. Comparison of evidence of marine manganese nodules and non-marine manganese ore deposits. Chimia, 1975, v. 29, p. 114–117.
- 17. Greenslate J. Manganese and biotic debris associations in some deep-sea sediments .-Science, 1974, v. 186, p. 529–531. 18. Glover E. D. Characterization of marine bernessite.— Amer. Mineralogist, 1977, v. 62,
- № 3-4, p. 175-180. 19. Holbach P., Scherhag C., Hebisch U., Marchig V. Geochemical and mineralogical
- central of different genetic types of deep-sea nodules from the Pacific Ocean .- Mineral deposita, 1981, v. 16, \mathbb{N} I, p. 59–84. 20. Marchig V., Gundlach H. Separation of iron from manganese and growth of manga-
- nese nodules as consecience of diagenetic ageing of radiolarians.- Marine Geol., 1981, v. 40, № 3/4, p. M35—M43. 21. Potter R., Rossman G. The tetravalent manganese oxides: identification, hydration
- and structural relationships by infrared spectroscopy.— Amer. Mineralogist, 1979, v. 64, № 11-12, p. 1199-1218.
- 22. Siegel M. D., Turner S. Cristalline todorokite associated with biogenic debris in manganese nodules.— Science, 1983, v. 219, p. 172-174.

гин ИГЕМ ИОАН Поступила в редакцию 5.VI.1984

١

УДК 552.124.4(267.5)

СОСТАВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ КОРОК КРАСНОГО МОРЯ

СВАЛЬНОВ В. Н., ШЕВЧЕНКО А. Я., УСПЕНСКАЯ Т. Ю., ГУРВИЧ Е. Г., ЗАВАДСКАЯ Н. Н.

В статье приводятся результаты изучения гидротермальных сульфатсульфидных образований, развитых во впадине Атлантис II (Красное море).

Среди рудоносных депрессий, расположенных в осевой зоне Красноморского рифта, особое место занимает впадина Атлантис II. В ее пределах подробно изучены рассолы, осадки, иловые воды, гидротермальноосадочные руды [1, 5, 7, 8, 10, 11, 13, 14]. Впадина заполнена четко расслоенными горячими рассолами на глубинах более 2000 м. Температура верхнего слоя рассолов (глубины 2019—2048 м) по замерам, сделанным в 1977 г., составила +49,9° С [12], нижний слой (глубины 2048 м дно) имел температуру +61,5° С. Сравнение с более ранними данными показывает, что поверхность раздела слоев постепенно поднимается и объем рассола ниже нее увеличился ($3 \cdot 10^9$ м⁵ в 1965 г. и $3,1 \cdot 10^9$ м³ в 1977 г.), т. е. увеличилось поступление гидротермальных растворов на поверхность дна. Предполагается [6], что в юго-восточной части впадины температура таких растворов превышает 300° С.

В гидротермальных рудных осадках широко распространены рентгеноаморфные сульфиды [5], встречены также плохо окристаллизованный сфалерит, образующий густую вкрапленность, халькопирит, отдельные идиоморфные кристаллы пирита и их скопления, редкие кристаллы барита. Формирование их связывают с магматогенными растворами, обогащенными рудными компонентами, при этом подчиненная, но существенная роль отводится процессам выщелачивания вмещающих пород агрессивными горячими рассолами [5].

Вблизи выхода гидротерм можно было ожидать рудные тела, что блестяще подтвердилось в 3-м рейсе НИС «Профессор Штокман» в Красном море. При драгировании склона локального поднятия во впадине Атлантис II (глубины 2020—2060 м; координаты: 21°22,3' с. ш., 38°04,6' в. д.) были подняты слоистые баритовые образования (корки), перекрывающие шаровые лавы толеитовых базальтов в области распространения высокотемпературных рассолов. Предварительные исследования [2, 9] показали наличие в барите редкой мелкой вкрапленности глобулярного сфалерита; по комплексу признаков сделан вывод о гидротермальной природе баритовых корок.

Баритовые корки представлены обломками размером до 15×25 см, толщина их колеблется от 0,3 до 7,0 см. Во всех образцах наблюдаются чередующиеся слои барита светло-серого и серого цвета. Исследование корок проводилось в ИОАН комплексом методов: оптическим (шлифы и аншлифы), атомно-абсорбционным, рентгеновской дифрактометрии, электронно-микроскопическим, микрозондовым. В предварительном макро- и микроскопическом изучении образцов на борту судна участвовали Г. Ю. Бутузова и Н. А. Лисицына (ГИН).

Рентгеновский анализ воздушно-сухих препаратов выполнен на дифрактометре ДРОН-2 с Си K_{α} -излучением, Ni-фильтром, при 40 кВ и 20 мА, щели 0,5×0,5 мм. Электронные микрофотографии получены на сканирующем микроскопе JSM-U3. Для получения распределения в микрослоях Ba, Zn, S и других элементов применялся микроанализатор SMU3-SDS, DDS (аналитик B. A. Карлов). Определение химического состава сфалерита проведено Ю. С. Бородаевым (МГУ) на рентгеновском микроанализаторе JXA-5.

На атомно-абсорбционном спектрофотометре фирмы «Перкин Элмер», модель 403 определены Fe, Cu, Mn, Zn, Ba, Pb, Ag, Cr, Ni, Co, Cd, Ca, Al, Sr. Все элементы анализировали при стандартных условиях в пламени ацетилен — воздух. Высушенные при 105° С навески обрабатывались раствором 7%-ного трилона Б и 2%-ной КОН. Нерастворимый остаток сплавляли с пиросульфатом калия и переводили в раствор с помощью дистиллированной воды и нескольких капель HCl. Конечные результаты были получены после введения поправок на влажность, сумму катионов и анионов в придонной воде (глубина 2058—2060 м) впадины Атлантис II, на концентрацию микроэлементов в рассоле этой впадины при температуре +56° С [3, 4, 8]. Вклад придонной воды (рассолов) рассчитан по содержанию ионов натрия в водной вытяжке.

Макроскопически выделяются две разновидности баритовых корок, сложенных почковидным и псевдосфероидальным баритом; в шлифах наблюдаются агрегаты волокнистых и радиально-лучистых кристаллов с показателем преломления 1,639. Одна из разновидностей корок (многослойная, или мощная) сложена чередующимися слоями барита светло-серого и серого цвета мощностью 7—15 мм (суммарно до 7 см); переходы между слоями постепенные. Ниже приведено описание типичной многослойной корки (фиг. 1, A).

Слой 1 — стекловатый базальт, в нижней части слоя представленный бурым изотропным стеклом, слабо затронутым процессами гидратации, выше стекло трещиноватое, ожелезненное (особенно около трещин). Вблизи контакта с вышележащим слоем в трещинах иногда видны почковидные скопления барита.

Слой 2— коричневато-желтая пленка (0,5 мм) мелкоагрегатного волокнистого барита, цвет которого обусловлен, вероятно, гидроокислами железа, образованными при гидратации основного стекла.

Слой З (7—10 мм) — почковидный барит серого цвета, в шлифах бесцветный или слабо-буроватый, образует крупные агрегаты волокнистых и радиально-лучистых кристаллов. В нижней части слоя встречается мелкоагрегатный барит. Здесь, как и в других слоях, терригенная примесь не обнаружена. Для слоя характерна волнистая микрослойчатость, иногда подчеркнутая незначительными скоплениями сульфидов.

Слой 4 (1—3 мм) — рыхлый материал темно-зеленого цвета, представленный тонкоагрегатным волокнистым баритом с неправильными скоплениями крупноагрегатного барита и сульфидов. Вероятно, в результате выщелачивания по периферии агрегатов видны вершины индивидуальных кристаллов барита. В слое 3 этот эффект проявлен очень слабо. По направлению к краевым частям выпуклых корок зона послойно выщелоченного барита увеличивается и может достигать 15—20 мм.

Слой 5 (10—15 мм) — псевдосфероидальный барит светло-серого цвета. Для слоя характерна высокая пористость, микроскопически же барит не отличается от почковидного (см. слой 3), однако здесь встречаются скопления сульфидов.

Выше залегают практически лишенные сульфидов два слоя почковидного барита, подобных слою 3, разделенные псевдосферолитовым баритом (см. слой 5). Местами на поверхности образцов наблюдается пленка (0,5 мм) желтовато-белого мелкоагрегатного волокнистого барита (см. слой 2) с волнистой микрослойчатостью. Таким образом, сульфидная минерализация в основном проявлена в слое 4.

Другая разновидность корок (четырехслойные, или тонкие) имеет толщину 3—20 мм и сложена темно- и светло-серым баритом. Контакт их с базальтами не выявлен. Нижняя часть таких корок представлена пористым псевдосфероидальным крупноагрегатным баритом с примесью сульфидов (см. фиг. 1, Б). Непосредственно выше наблюдаются землистые скопления стально-серого рыхлого материала (1—2 мм), в основном представленного тонкоагрегатным баритом и значительной примесью сульфидов. Два оставшихся верхних слоя сложены светло-серым



Фиг. 1. Дифрактограммы баритовых корок (А — многослойных, Б — четырехслойных) 1 — базальт; 2—5 — барит (2 — мелкоагрегатный, 3 — почковидный крупноагрегатный, 4 — тонкоагрегатный с обильной вкрапленностью сульфидов, 5 — псевдосфероидальный крупноагрегатный); б — барит; с — сфалерит; п — пирит

крупноагрегатным почковидным и мелкоагрегатным баритом практически без сульфидов; поверхность образцов бугристая темно-серого цвета.

Изредка встречаются расщепленные тонкие корки, свидетельствующие о пульсационном осаждении барита. В таких случаях на границе



Фиг. 1, Б

раздела прослеживается прожилок (1,0—1,5 мм) сульфидов, выклинивающийся в глубь образца.

На дифрактограммах (см. фиг. 1) хорошо видно, что основным компонентом изученных образцов является барит. Совместно с ним встречаются сфалерит, имеющий базальные отражения 3,12; 2,70; 1,91; 1,63 Å (рефлекс на фиг. 1 не показан), и пирит с близкими со сфалеритом отражениями (3,12; 2,70; 2,42; 2,21; 1,91; 1,63 Å). Не исключается примесь баритокальцита, стронцианита и магнезита, многие рефлексы которых сходны с базальными отражениями указанных выше минералов. Сфалерит и пирит приурочены главным образом к выщелоченному темнозеленому и землистому темно-серому мелкоагрегатному бариту.

Соотношение минеральных фаз в баритовых корках было изучено в шлифах и аншлифах (фиг. 2). В страженном свете основные минералы корок имеют следующие общеизвестные оптические характеристики: барит — темно-серый, в скрещенных николях молочно-белый с желтоватыми и белыми внутренними рефлексами; сфалерит — светло-серый, в скрещенных николях имеет желтые внутренние рефлексы; пирит — белый, в скрещенных николях изотропен.

Сфалерит встречается в мощных и четырехслойных корках в виде массивных скоплений и тонкой вкрапленности. Как показали исследования на микрозонде, химический состав сфалерита стехиометричен и соответствует формуле ZnS. В нижней части многослойных корок со



Фиг. 2. Соотношения сульфидов и барита

Фиг. 2. Соотношения сульфидов и одрита a - тонкие прожилки сфалерита (черное) в мелкосферолитовом агрегате барита, че-тырехслойная корка, шлиф, увел. 20; <math>6 - мелкая вкрапленность сфалерита (белое) в основании тонкой баритовой корки, аншлиф, увел. 30; e - слой массивного сфалерита между тонкими корками разной генерации, аншлиф увел. 60; e - крупный прожилок массивного сфалерита и параллельные ему тончайшие прожилки сфалерита (черное), развивающиеся в мелкосферолитовом барите, большие сферолиты замещены сфалери-том только по краям, шлиф, увел. 20; $\partial -$ выделения сфалерита (черное) внутри круп-ного сферолита владь поверуности разлела кристалов разных генераций. ного сферолита барита, вдоль поверхности раздела кристаллов разных генераций, шлиф, увел. 60; е — прожилок сфалерита (светло-серое) с мелкой вкрапленностью пирита (белое), тонкая корка, аншлиф, увел. 300; ж — замещение кавернозного барита сфалеритом (белое), аншлиф, увел. 120

следами выщелачивания сфалерит отложился на стенках пор и каверн, образовав каймы различной мощности на крупных сферолитах барита (см. фиг. 2, ж). В мелкосферолитовом барите сфалерит развивается в глубь баритового агрегата по трещинам и ослабленным зонам, проявляясь в виде тонкой вкрапленности. Иногда такая вкрапленность наблюдается внутри сферолитов (на расстоянии 0,05-0,15 мм от по-



Фиг. 3. Формы выделения барита (электронный сканирующий микроскоп) а-в – идиоморфные кристаллы (а-увел. 800, б- увел. 2000, в- увел. 1000), г-пугнетенные кристаллы (г- увел. 3000, д- увел. 2250, е- увел. 1500, ж- увел. 300, в – увел. 3000, и – увел. 1500, к- увел. 500, л- увел. 1000, м- увел. 1000, н- увел. 1500, о, п- увел. 750)

верхности), вдоль концентрической границы раздела шестоватых агрегатов барита разных генераций (см. фиг. 2, д). Эта поверхность между соседними зонами роста баритового сферолита наиболее ослаблена, т. е. благоприятна для просачивания рудных растворов.

В четырехслойных корках сфалерит развивается в виде тонких прожилков вдоль слоистости (по выщелоченным и ослабленным зонам). В строении этих корок, как уже отмечалось, выделяются слои крупнои мелкосферолитового барита. Вкрапленность и массивные агрегаты сфалерита приурочены главным образом к слоям мелкосферолитового



Фиг. 4. Формы выделения барита и сульфидов (электронный сканирующий микроскоп) а — метельчатый барит, увел. 500; б — спутанно-волокнистый барит, увел. 1500; в идиоморфные кристаллы пирита и сферолитовые агрегаты сфалерита в каверне баритовой корки, увел. 1500; г — то же, увел. 3000; д — скопление идиоморфных кристаллов пирита, увел. 5000; г — сферолиты сфалерита, выполняющие свободное пространство между уплощенными кристаллами барита, увел. 1500; ж — сферолитовые агрегаты сфалерита в каверне баритовой корки, увел. 500; з — почковидный сфалерит в полости баритовой корки, увел. 500; и — то же, увел. 1250; к — идиоморфные кристаллы барита с примесью скрытокристаллического сфалерита (?), увел. 1000

барита. Крупные монолитные сферолиты замещаются сфалеритом только по краям (см. фиг. 2, г). Параллельно-слоистое расположение сфалеритовых прожилков (см. фиг. 2, г) свидетельствует о просачивании рудных растворов по ослабленным зонам вдоль слоистости корок.

В тонких корках выделены две ослабленные зоны: на контакте корки с базальтами и выше — между двумя корками разной генерации

Таблица 1

Валовый химический	і состав	баритовых	корок,	%	[2]	
--------------------	----------	-----------	--------	---	-----	--

	Корк	a		Корка		
Компонент	Компонент многослойная тонк		Компонент	многослойная	тонкая	
$\begin{array}{c} \text{SiO}_2\\ \text{TiO}_3\\ \text{Al}_2\text{O}_3\\ \text{Fe}_2\text{O}_3\\ \text{MnO}\\ \text{MgO}\\ \text{CaO}\\ \text{K}_2\text{O}\\ \text{Na}_2\text{O}\\ \text{Li}_2\text{O}\\ \text{Rb}_2\text{O}\\ \text{Cs}_2\text{O}\\ \text{P}_2\text{O}_5 \end{array}$	0,34 0,09 He of. 0,02 0,05 0,87 0,10 0,17 0,0009 0,001 He of. *	0,70 0,06 Не обн. 0,24 0,02 0,10 0,71 0,03 0,38 Не обн. » »	SrO BaO SO _{3 oбщ} H ₂ O F CO ₂ CO Ni Cu Zn Cr V	$\begin{array}{c} 4,56\\ 54,63\\ 37,59\\ 0,23\\ 0,50\\ 0,54\\ 0,0004\\ 0,0011\\ 0,0160\\ 1,17\\ 0,0005\\ 0,0005\\ 0,0005\end{array}$	4,99 49,61 40,56 0,88 0,05 1,16 0,0042 0,0010 0,0380 0,0004 0,0004	

(расщепленные корки). Наиболее массивные агрегаты сфалерита наблюдаются в верхней зоне, где они образуют прожилок мощностью 1,0— 1,5 мм (см. фиг. 2, *в*). С ними ассоциируется тончайшая вкрапленность пирита, которая развивается по всему сфалеритовому прожилку (см. фиг. 2, *е*).

В местах расширения мелкосферолитового слоя барита наблюдается целая сеть сфалеритовых прожилков (мощностью 0,1—0,3 мм) субпараллельной ориентировки (см. фиг. 2, *a*). На участках наименьшей пористости в пределах этого слоя сфалерит развивается в виде тонкой вкрапленности (см. фиг. 2, *б*), а мельчайшие зерна пирита встречаются гораздо реже.

Наблюдаемые особенности распределения сфалерита в баритовых корках позволяют говорить о наложенном характере сфалеритового оруденения по отношению к бариту. Последний испытал перед осаждением сульфидов послойное выщелачивание в нижних частях корок. Наиболее значительные проявления сфалерита в тонких корках относительно многослойных можно объяснить следующим образом. Выщелоченная зона мощных корок имеет множество крупных пор и каверн, по которым свободно просачиваются и быстро стекают вниз по склонам рудные растворы, содержащие цинк. Тонкие корки — более плотные и обладают узкими ослабленными зонами, протягивающимися вдоль слоистости; в этих трещинах и происходила основная медленная разгрузка рудоносных растворов с кристаллизацией сфалерита. При этом железо, имеющееся в растворе, по-видимому, в небольшом количестве, выделялось в виде тонкой вкрапленности пирита. Если допустить, что четырехслойные корки сформировались гипсометрически ниже многослойных, то приведенные рассуждения представляются вполне закономерными. Температура гидротермального раствора была порядка 140—180°С [9].

Исследование в электронном сканирующем микроскопе показало большое разнообразие форм выделения барита. Наряду с классическими идиоморфными кристаллами (фиг. 3, $a-\theta$) широко распространены агрегаты деформированных кристаллов (см. фиг. 3, c), потерявших форму в результате выщелачивания (см. фиг. 3, ∂ , m-u), планковидных (см. фиг. 3, e), пемзообразных (см. фиг. 3, κ). Встречаются также «розы» уплощенных кристаллов (см. фиг. 3, n, m), различные метельчатые (фиг. 4, a, см. фиг. 3, n-o), и спутанно-волокнистые (см. фиг. 4, κ) формы агрегатов.

Пирит образует небольшие скопления идиоморфных кристаллов, обычно в сочетании со сфалеритом (см. фиг. 4, *в*—*д*). Для последнего характерны сферолиты и их агрегаты, почковидные формы и землистые

Послойный химический состав баритовых корок, %

1														
Характеристика пробы	Ba	Zn	Fe	Ca	Sr	Mn	Cu	РЪ	Ni	Ai	. Cr	Ag	Со	Cd
Многослойная корка														
Валовая проба (все слои)	51,41	3,26	0,05	0,22	1,49	0,001	0,02	0,005	0,011	0,015	0,0012	<0,0001	0,009	0,002
Почковидный и псевдосфероидаль- ный барит	54,61	0,06	0,02	0,33	1,67	0,001	0,02	0,006	0,005	0,008	0,0003	<0,0001	0,006	0,014
Темно-зеленый выщелоченный барит с сульфидами (центральные части корок)	38,64	12,56	0,22	0,18	1,40	0,006	0,11	0,015	0,003	0,092	0,0003	0,0001	0,027	0,011
То же, краевые части корок	48,49	4,41	0,09	0,32	1,37	0,002	0,04	0,015	0,003	0,045	0,0005	<0,0001	0,007	0,006
То же	49,17	5,42	0,10	0,20	1,51	0,005	0,04	0,011	0,002	0,056	0,0006	0,0009	0,012	0,002
					1	Гонка я кор	ок а							
Валовая проба (без пористого ба- рита)	42,68	10,95	0,14	0,20	1,38	0,003	0,05	0,007	0,009	0,015	0,0005	0,0004	0,017	0,022
То же	42,25	9,55	0,11	0,28	1,37	0,003	0,05	0,011	0,009	0,020	0,0006	0,0002	0,019	0,023
Темно-серый землистый барит с сульфидами	17,62	34,75	0,86	0,14	0,58	0,014	0,40	0,016	0,007	0,087	0,0028	0,0025	0,022	0,030
Темно-серый пористый псевдосфе- роидальный барит	48,64	3,31	0,06	0,24	2,01	0,001	0,02	0,001	<0,002	0,010	0,0006	<0,0001	0;006	0,007



Фиг. 5. Распределение элементов по площади фрагмента многослойной баритовой корки На этой и следующей фигуре II эл.— участок корки в поглощенных электронах; распределение элементов — в рентгеновском излучении

образования (см. фиг. 4, e, $e - \kappa$). Как пирит, так и сфалерит чаще всего выполняют пустоты и каверны в баритовых корках.

Предварительное изучение химического состава валовых проб показало [2] очень низкие содержания в баритовых корках SiO₂ и Fe₂O₃, характерных для металлоносных осадков впадины Атлантис II, а также CaO, TiO₂, Al₂O₃; концентрация цинка в среднем превышает 1%, несколько обогащены корки медью (табл. 1). Высокие содержания цинка и меди выявлены и в металлоносных осадках впадины, что связывают с поступлением их в рассол из гидротермальных источников [1].

Послойный атомно-абсорбционный анализ баритовых корок, выполненный авторами, подтверждает выявленную другими методами узкую локализацию сульфидного оруденения (табл. 2). Максимум цинка (34, 75%) и минимум бария (17,62%) приурочены к маломощному слою темно-серого порошковидного (землистого) барита в тонких корках. Вместе с цинком в этом слое обнаружены повышенные по сравнению с почковидным и псевдосфероидальным баритом концентрации Fe, Cu, Pb, Mn, Al, Cr. Ag, Co и Cd. Устойчивая ассоциация относительно повышенных содержаний Zn (до 12,56%) и пониженных Ba (до 38,64%) с Fe, Cu, Pb, Mn, Al, Co прослеживается и в темно-зеленом выщелоченном



Фиг. 6. Распределение элементов по площади фрагмента тонкой баритовой корки

барите многослойных корок. Однако в центральных частях мощных корок эти соотношения проявлены ярче, чем в краевых. В целом же многослойные корки по сравнению с тонкими несколько обогащены Ba, Sr, Cr и обеднены Zn, Fe, Cu, Ag, Co, Cd.

Распределение элементов по площади баритовых корок было исследовано на микроанализаторе в пределах 25 микроучастков. На фиг. 5 фрагмент многослойной корки представлен баритом и сферолитовыми агрегатами сфалерита. Выделения сфалерита подчеркнуты распределением цинка, серы и церия. Поведение бария противоположно цинку. Наблюдается вхождение преимущественно в барит кальция, алюминия и естественная связь бария с серой. Другие элементы (Sr, Fe, Mn, Cu, Sn) при малых концентрациях распределены равномерно, т. е. не отдают предпочтения ни бариту, ни сфалериту.

Участок тонкой корки представлен прожилком сфалерита в барите (фиг. 6). Как и в мощных корках, здесь четко прослеживаются противоположные тенденции в распределении цинка и бария; проявлено тяготение стронция к барию и равномерное распределение по площади свинца и марганца. Присутствие в образце пирита подчеркнуто локальными повышениями концентраций железа, при этом пирит расположен внутри сфалеритового прожилка, хотя встречается и в основной массе барита.

Помимо перечисленных элементов в баритовых корках присутствует (по данным микрозондирования) незначительная примесь K, Mg, P, Na, Co, Ni, Ti, Ag, Si, Ta, Nb, In, Gd; большая часть элементов обнаружена и при химических исследованиях (см. табл. 1, 2).

Детальное изучение минерального и химического состава баритовых корок подтверждает сделанный ранее [2, 9] вывод о гидротермальном происхождении сульфат-сульфидных образований впадины Атлантис II. Хемогенное осаждение барита на базальтах происходило вблизи гидротермального источника, дебит которого не оставался постоянным во времени. Разная скорость поступления исходного раствора обусловила многообразие форм выделения барита при однородном его химическом составе.

Нижняя часть сформированной баритовой залежи подверглась избирательному выщелачиванию и последующей переработке рудоносными растворами с температурой 140—180°С. В результате в кавернах, мелких пустотах, ослабленных зонах и трешинах отложился сфалерит, замещая барит. Сульфидная минерализация проявилась в виде субпараллельных прожилков и тонкой вкрапленности. При благоприятных условиях (наличие необходимого количества железа) кристаллизовался пирит, который встречен как внутри прожилков сфалерита, так и в основной массе барита. Сфалерит характеризуется в основном сферолитовыми агрегатами, пирит — идиоморфными кристаллами.

Многослойные баритовые корки сформировались, по-видимому, гипсометрически выше и ближе к термальному источнику, чем тонкие корки. Такое соотношение оказалось неблагоприятным условием для разгрузки рудных растворов в мощных корках, обладающих повышенной пористостью вследствие выщелачивания, так как растворы слишком быстро стекали по кавернам и порам вниз по склону. Прожилковый тип оруденения тонких корок позволяет надеяться на обнаружение при дальнейших исследованиях залежей сульфидов. Перспективными на поиски сульфидов представляются трещиноватые базальты нижних частей склонов локальных поднятий в сочетании с баритовой минерализацией.

Таким образом, сульфидное оруденение во впадине Атлантис II является наложенным по отношению к бариту. Наиболее богатая цинком прожилково-вкрапленная минерализация приурочена к тонким коркам. В них высокая концентрация цинка сопровождается относительно повышенным содержанием серебра, кадмия, хрома, меди, свинца и ряда других элементов.

Литература

- 1. Бишоф Дж. Осадки гидротермальных рассолов Красного моря. В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 157-193.
- Богданов Ю. А., Альмухамедов А. И., Гриненко В. А. и др. Гидротермальные ба-ритовые корки Красного моря. В кн.: Геология океанов и морей (Тез. докл. 5-й Всесоюз. школы морской геологии). М.: ИОАН, 1982, т. 3, с. 157—158.
- 3. Брикс Р., Каплан И., Питерсон М. Микроэлементы термальных рассолов и иловых вод Красного моря. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 76-95.
- Брюер П., Спенсер Д. Замечания о химическом составе термальных рассолов Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, c. 70—75́.
- 5. Бутузова Г. Ю., Волков И. И., Лисицына Н. А. Современное гидротермальное ру-Бугузова Г. Ю., Болков П. П., Инсидина П. К. Современное Гидрогерманное рудообразование в Красном море.— В кн.: Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982, с. 75—82.
 Монин А. С., Плахин Е. А., Стунжас П. А. О расслоении горячих рассолов впадины Атлантис II.— Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 2, с. 458—462.
 Пушкина З. В., Степанец М. И., Яшкичев В. И. Основной химический состав ило-

- Пушкина З. В., Степанец М. П., Ликачев Б. П. Основной химичсский состав ило вых вод из осадков рассолносных впадин Красного моря.— Литолсия и полез. ископаемые, 1979, № 4, с. 105—116.
 Пушкина З. В., Степанец М. И., Орлова Л. П., Синани Т. И. Fe, Мп, Си, Со, Ni, Zn, Pb, Cd, B, Si в иловых водах рудоносных осадков Красного моря (впадина Атлантис II и Дискавери).— Литология и полез. ископаемые, 1981, № 6, с. 62—69.

51

4*

- 9. Свальнов В. Н., Стрижов В. П., Богданов Ю. А., Исаева А. Б. Гидротермальные баритовые корки на базальтах впадины Атлантис II (Красное море).— Океаноло-
- пия, 1984, т. XXIV, вып. 6, с. 860—870.
 10. Bäcker H., Richter H. Die rezente hydrotermal-sedimentare Lagerstätte Atlantis II— Tief im Roten Meer.— Geol. Rundschau, 1973, В. 62, S. 697—741.
 11. Friedman I., O'Neil J. R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geo-
- chemical interest .-- In: Date of geochemistry, 6th Ed. Wash .: US Gov. Print. Office, 1977. 49 p.
- Hartmann M. Atlantis II Deep geothermal brine system. Hydrographic situation in 1977 and changes science 1965.—Deep-Sea Research, 1980, v. A27, № 2, p. 161—171.
 Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea/Eds Degens E. T., Ross D. A. N. Y.: Springer-Verlag, 1969. 600 p.
 Longinelli A., Craig H. Oxygen-18 variations in sulfate ions in sea water and saline lakes.— Science, 1967, v. 156, № 3771, p. 56—59.

ИОАН Москва Поступила в редакцию 26.VII.1984 УДК 551.351 : 551.7.022

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОННЫХ ОСАДКОВ ПРИБРЕЖНОГО ШЕЛЬФА АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

ПАТЫК-КАРА Н. Г., ЯБЛОКОВ К. В.

В статье показано, что последовательный ряд распределения микроэлементов в современных шельфовых осадках восточно-арктических морей формируется в результате процессов механической дифференциации и отражает наличие основных литодинамических зон.

Донные осадки шельфовых морей Северного Ледовитого океана формируются в специфической обстановке ледового литогенеза, главными чертами которого являются замедленность процессов химического преобразования вещества, преобладание терригенного материала, наследующего состав размываемых пород континента, и общая подавленность волновой деятельности под влиянием сохраняющегося в течение большей части года сплошного ледового покрова. В наибольшей мере эти особенности свойственны восточно-арктическим морям, отличающимся наибольшей суровостью климата и тяжелой ледовой обстановкой. Н. Н. Лапиной, Ю. П. Семеновым и другими исследователями [7, 9, 11] было показано, что региональные особенности седиментогенеза морей восточной Арктики определяют существенные отличия распределения донных осадков, особенностей миграции и накопления в них микроэлементов по сравнению с картиной литохимической зональности окраинных морей умеренных и низких широт [3, 4, 8, 10, 13, 14]. На фоне общего значительного увеличения дисперсности донных осадков с преобладанием среди них алевритовых и алевропелитовых образований, развивающихся на арктическом шельфе с глубин 15-20 м, миграция микроэлементов в шельфовой зоне этих бассейнов осуществляется главным образом в составе взвесей, а также путем сорбции на взвешенном материале или органическом веществе. В целом особенности миграции и распределения элементов в донных осадках по сравнению с другими регионами высокоширотных морей освещены в литературе недостаточно [1, 6, 7, 9].

Следует подчеркнуть, что, как это ни парадоксально, еще менее изучен этот процесс для прибрежной зоны, где господствуют процессы волнового перемещения и сепарации материала и где сосредоточена основная практическая деятельность человека. Исключение составляют полузакрытые моря, заливы, эстуарии, геохимия донных осадков которых более подробно описана в отечественной и зарубежной литературе.

Для понимания условий формирования осадков прибрежной зоны рассматриваемого региона следует кратко охарактеризовать общие особенности ее геологического строения и литодинамики. Восточно-арктические моря, в первую очередь моря Лаптевых и Восточно-Сибирское, отличаются весьма отлогим шельфом, в строении которого нашла отражение неоднократная смена аквальных, субаквальных и субаэральных условий. Отмелость шельфа определяет то, что ширина полосы волнового воздействия, даже с учетом его ослабленности ледовым покровом, достигает местами нескольких десятков километров. Она окаймляет не только побережье материка и острова, но и включает мелководные банки в открытой части бассейнов. На значительном протяжении берега этих морей сложены преимущественно тонкопесчаными и алевритовыми осадками четвертичного возраста. Последние, будучи сформированы в условиях криолитозоны, отличаются высокой льдистостью и подвержены в береговой зоне энергичному разрушению, причем скорость отступания термоабразионных берегов, по наблюдениям различных авторов, достигает нескольких метров в год. Результатом этого процесса являются обширные абразионные осушки-отмели, окаймляющие берега на значительном расстоянии. Их ширина часто увеличивается под влиянием мошных сгонно-нагонных явлений. Эти факторы вносят существенные коррективы в баланс вещества, участвующего в формировании донных осадков. Можно полностью согласиться с точкой зрения о том, что роль речного стока, объем которого, как известно по оценкам различных авторов [8], в среднем в 9—10 раз превышает объем материала, поступающего в океаны в результате абразии, в условиях восточно-арктических морей в определенной мере подавлена термоабразионным процессом, что находит отражение в значительном наследовании осадками прибрежного шельфа состава пород побережья и размываемых участков дна [9]. Мелководность бассейнов приводит также к тому, что общая динамическая последовательность зон (преимущественного размыва, преимущественной аккумуляции и устойчивой аккумуляции) в направлении от берега часто нарушается вследствие наличия приподнятых участков дна — банок, где формируются самостоятельные центры размыва и относительного обогащения современных донных осадков зернистым материалом.

Донный рельеф прибрежного шельфа открытых акваторий и крупных заливов формируется под влиянием вдольбереговых ветровых (дрейфовых) течений, направленных в общем с запада на восток и способствующих массовому переносу песчано-алевритового материала. В полуотчлененных заливах-губах поток энергии направлен в основном к вершинам заливов, что вместе с нагонами способствует формированию мощных ветровых осушек, нередко блокирующих термоабразионные берега. В рельефе сохранились также реликтовые формы морского и флювиального рельефа в виде затопленных береговых линий и долин.

Собранный фактический материал представлен керном грунтовых трубок, в меньшей мере пробами, отобранными из осадков поверхностного слоя дночерпателями. Проведенные исследования охватывают различные литодинамические и геоморфологические зоны морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в интервале глубин от 0 до 20—25 м в полосе шириной до нескольких десятков километров. Это позволило проследить региональные особенности дифференциации элементов на обобщенном литолого-фациальном профиле берега и подводного склона и установить локальные отклонения от «идеальной» картины геохимической зональности, вызванные различиями геологического строения береговой зоны, местными особенностями рельефа и балансом материала в конкретных литодинамических обстановках.

На основании массового приближенно-количественного спектрального анализа, выполненного в спектральной лаборатории Бронницкой ГГЭ ИМГРЭ под руководством А. А. Гусельникова, установлено, что содержания большинства элементов в донных осадках прибрежной зоны шельфа восточно-арктических морей в целом близки кларковым [2], что согласуется с ранее опубликованными данными [1, 6, 7]. Непосредственно в прибрежной зоне наблюдается относительное рассеяние значительной части элементов, в том числе таких, как Sr, Ba, Ti, Ni, Co, Sn, Cu, Zr, Nb, Y, B. В наибольшей мере эта тенденция проявлена для никеля, коэффициент рассеяния (КР) которого составляет 4-10, и стронция (КР 10—15). Цинк, галлий содержатся в количествах, близких кларковым. Относительная концентрация в региональном плане характерна только для свинца (КК около 4). Донным осадкам свойственна некоторая обедненность и теми элементами, которые определяют минерагеническую специализацию региона (например, олово, бор). Это, видимо, объясняется тем, что в формировании современных осадков прибрежной зоны основную роль играют значительные массы плейстоценовых песков и алевритов, слагающих приморские равнины Севера.

Обобщенный литолого-фациальный профиль прибрежного шельфа включает три литодинамические зоны: 1) постоянного (регулярного) вол-

нового воздействия, при котором возможно перемещение гравия и гальки до глубин 4—6 м, песка — до 9,6 м; 2) умеренного волнового воздействия, где в основном осуществляется перенос частиц алевритовой размерности и лишь в экстремальные штормы возможен перенос частиц гравийной (в среднем до глубин 6,2 м) и песчаной (до глубины около 15 м) размерности; 3) преобладания неволновых факторов (глубже 20 м) ⁴. Границы этих зон подвержены миграции по латерали и вертикали в периоды сгонов и нагонов. Доминирующими типами современных осадков в пределах профиля являются мелко- и тонкозернистые пески, алевриты, алевропелиты; лишь на незначительных по протяженности участках, где берега сложены коренными породами, в верхней части профиля присутствуют более крупнозернистые осадки. В целом профиль имеет выпукло-вогнутую форму и осложнен уступами на глубинах 4, 6, 8—9 и 12—14 м, фиксирующими кратковременные фазы стабилизации уровня моря во время послеледниковой трансгрессии.

Содержания большинства элементов на профиле меняются в незначительных пределах, за исключением циркония, концентрации которого могут в пределах рассматриваемых зон отличаться на порядок и более, средние значения содержания элементов на профиле обычно отличаются не более чем в 1,5—3 раза. Среди них более контрастная картина характерна для Ni, Ba, Mo, Zn, менее контрастная — для Ti, V, Co, Sr, Ag, Sn, Sc, Y. Наименьшей контрастностью отличается распределение Cu и Cr.

В зависимости от направленности и градиента изменения содержания на обобщенном профиле подводного склона может быть выделено несколько групп элементов. В первую из них попадает цирконий, для которого характерно резкое (в 9 раз и более) уменьшение содержаний с глубиной, причем уже на глубинах 4—6 м содержание Zr падает более чем в 2,5—3 раза. Это вызвано тем, что он связан практически исключительно с цирконом, концентрирующимся в песчаных осадках, занимающих сравнительно ограниченную полосу в зоне наибольшего современного волнового воздействия (фиг. 1, a).

Вторую группу образуют барий и молибден, концентрации которых падают с глубиной соответственно в 2,8 и 2,5 раза, причем снижение концентраций Ва имеет относительно плавный характер, а Мо обнаруживает небольшой максимум на глубинах 4—6 м. Это явление может быть объяснено влиянием затопленной береговой линии (на 4 м), сказывающимся в локальном изменении крупности осадков, а также, по-видимому, тем, что данные глубины служат важным литодинамическим рубежом, разделяющим области воздействия волн разной высоты и повторяемости. Следует отметить, что интервал глубин 4—6 м вообще характеризуется повышенным градиентом изменений концентраций многих элементов, в том числе Sn, Cu, Pb, Zn, B и др.

С удалением от берега и увеличением глубин происходит падение (в среднем в 1,5—2 раза) концентраций таких элементов, как титан, иттрий, ниобий, иттербий, стронций, скандий, образующих третью группу. Наиболее близко распределение на профиле Ті, Y, Sc, а также Yb и Nb, для которых характерно незначительное увеличение содержаний на глубинах 6—7 м и резкое падение — глубже 10 м. Причина столь быстрого рассеяния данной группы, занимающей, как известно, одно из крайних мест в ряду подвижности элементов в береговой зоне [10], очевидно, состоит в том, что на данной глубине проходит усредненная нижняя граница зоны возможного переноса при экстремальном волнении частиц песчаной размерности, в которых концентрируются минералы тяжелой фракции (ильменит, рутил, гранат) — носители перечисленных элементов [5].

¹ Указанные литодинамические зоны выделены на основании рассчитанных для рассматриваемых бассейнов С. А. Смирновым (1983 г.) зависимостей критических глу-Зин массового перемещения наносов от обеспеченности волн определенных параметров.



Фиг. 1. Распределение в обобщенном литодинамическом профиле береговой зоны шельфа восточно-арктических морей (а — элементов осадочной ассоциации, б — элементов продуктивной ассоциации)

А—В — литодинамические зоны (А — активного волнового воздействия, Б — волнового воздействия при экстремальных штормах, В — влияния неволновых факторов); 1—3 — области переноса материала (1 — всех классов крупности, 2 — преимущественно песка, 3 — алеврита)

Четвертую группу элементов составляют медь и хром, уровень содержаний которых на профиле меняется весьма незначительно; коэффициент их рассеяния по мере удаления от берега составляет приблизительно 1,2. На этом фоне медь все же образует незначительный, но устойчивый максимум на глубинах около 4—6 м, появление которого на большинстве пересечений, по-видимому, вызвано влиянием затопленных береговых линий, в пределах которых происходило остаточное накопление ряда элементов, поступавших при размыве более древних осадков.

Следующая группа элементов представлена ванадием, кобальтом, серебром и марганцем (см. рис. 1, *a*). Их содержания минимальны в верхней части обобщенного профиля и довольно быстро нарастают по мере удаления от берега и с глубиной. Особенно это заметно на глубинах более 4—5 м, т. е. там, где проходит нижняя граница наибольшего влияния современного волнового воздействия, обеспечивающего массовое перемещение обломочного материала разной крупности даже пра скоростях ветра менее 6 м/с. За пределами этой зоны осадки на значительной площади представлены алевритами и алевропелитами. Коэффициент концентрации данных элементов с глубиной колеблется от 1,3 (V) до 1,6 (Ag). Внутри группы сходную картину распределения дают V и Мп, максимумы содержаний которых приурочены к глубинам около 9— 10 м; в более сглаженной форме это характерно для Со; Ag в верхней части профиля за пределами рудоносных площадей вообще присутствует в количестве ниже предела чувствительности анализа (менее 1. ·10⁻⁶%), а значимые его содержания, за исключением рудных аномалий в прибрежной зоне, которые мы здесь не рассматриваем, отмечаются только на глубинах около 20 м и более.

Последнюю группу элементов составляют никель, цинк и свинец, коэффициенты концентрации которых для мористой части профиля составляют 1,85 (Zn), 2 (Pb) и 3 (Ni). Для них характерен значительный градиент увеличения содержаний на глубинах 5—6 м.

Выделенным группам элементов свойственны, таким образом, разные направленность и градиенты изменения содержаний в соответствии с их преимущественной концентрацией во фракциях осадка определенных литодинамических и фациальных зон: 1) цирконий (9)²; 2) барий (2,8), молибден (2,5); 3)титан (2), иттрий (1,85), скандий (1,5), стронций (1,5); 4) медь (1,2), хром (1); 5) ванадий (0,8), марганец (0,8), кобальт (0,7), серебро (0,6); 6) цинк (0,5), свинец (0,5), никель (0,3).

С их учетом может быть намечен последовательный ряд распределения элементов в прибрежной зоне мелководных арктических морей, имеющий вид: $Zr \rightarrow Ba$, $Mo \rightarrow Ti$, Y, Sc, $Sr \rightarrow Cu$, $Cr \rightarrow V$, Mn, Co, $Ag \rightarrow Zn$, Pb, Ni. Сравнение его с описанной ранее упорядоченностью накопления микроэлементов в литоральной зоне [10, 13] подтверждает существование единой литолого-геохимической зональности, свойственной прибрежной зоне, но вместе с тем обнаруживает местные отличия. Последние объясняются присущими описываемому региону специфическими особенностями четвертичного ледового литогенеза [12], характером литодинамических процессов, в которых важнейшая роль принадлежит сгонно-нагонным явлениям, а также региональным особенностям осадочных образований бассейна сноса, среди которых доминируют криогенные тонкопесчано-алевритовые плейстоценовые образования озерно-аллювиальных равнин.

Унаследованность геохимического облика осадков береговой зоны по отношению к этим образованиям видна из приведенных данных (таблица) по одному из участков восточного побережья моря Лаптевых, на которых в результате интенсивной деградации (до нескольких метров в год) сильнольдистых пород верхнеплейстоценового возраста формируются обширные абразионные осушки, подверженные периодическому влиянию волновых процессов. Даже по усредненным пробам видно, что механическая дифференциация материала в их пределах приводит к возрастанию концентраций Zr, Sn, B, вызванному относительным накоплением циркона, касситерита и турмалина, входящих в состав типоморфной минеральной ассоциации данной площади. Предположительно этим может быть объяснено и некоторое увеличение в зоне сепарации песчаного материала марганца, обычно накапливающегося в обогащенных растительным детритом илах лагун или ниже глубин волнового воздействия. В данном случае увеличение содержаний Мп имеет другую природу и, вероятно, связано с относительным накоплением в зоне естественного шлихования гранатов спессартин-альмандинового ряда, поступающих из метаморфизованных и интрузивных гранитоидных пород складчатого основания и также определяющих облик типоморфной ассоциации района.

Данные количественного спектрального анализа³ позволяют сделать определенные выводы об условиях миграции иттрия, иттербия, ниобия,

² Отношение средних содержаний в прибрежной зоне (глубины менее 2 м) к средним содержаниям в крайних мористых пробах изученной зоны шельфа (глубины 20— 25 м).

²⁵ м). ³ Анализы выполнены в спектральной лаборатории МОМГЭ ИМГРЭ под руководством Л. И. Сердобовой.

	. .	Число					
элемент рельефа	Характер осадков	проб в вы- борке	Sr	Ba	Mn	Ti	
Абразионный уступ, вырабо- танный в отложениях озер-	Мерзлые алевриты	10	30	170	90	2500	
Абразионная осушка Подводный склон I профиль II профиль	Опесчаненные алевриты Алевриты	8 10	34 34 41	240 190 180	170 340 290	2100 2500 3400	

которые, как указывалось выше, относительно накапливаются в береговой зоне совместно с цирконием и отчасти титаном. Из графика (фиг. 2, а) видно, что содержания иттрия четко коррелируются с содержанием циркония. Это дает возможность предположить, что основная масса иттрия в осадках активного слоя содержится в цирконе. Кроме того, во всех пробах присутствует также некоторая доля иттрия «вне циркона», составляющая для двух различных участков берега соответственно около 15.10-4 и 80.10-4%. Предположительно этот иттрий связан с гранатами типа шорломита, которые были определены в пробах минералогом Т. М. Токсубаевой (МГИ). Корреляция содержаний Yb и Zr, представленная на фиг. 2, б, позволяет считать, что основная доля иттербия в осадках также содержится в цирконе, причем четко выделяются две группы проб, характеризующиеся различными соотношениями названных элементов. Линейная корреляция с содержанием циркона характерна и для La.

Особенности распределения элементов в прибрежной зоне мелководного шельфа арктических морей, таким образом, согласуются с характером действующих здесь литодинамических процессов, а именно с расположением областей перемещения обломочного материала при различном волновом воздействии и под влиянием неволновых факторов. При этом значимые изменения содержаний большинства элементов на обобщенном профиле совпадают с границами зон преимущественного переноса в волновом поле обломочного материала разной крупности, в связи с чем литодинамические зоны прибрежного шельфа могут быть охарактеризованы следующими комплексами элементов, отражающими процесс осадочной дифференциации.

А. Зона постоянного (регулярного) волнового воздействия:

I. Подзона перемещения и возможного накопления гравийно-галечного и гравийно-песчаного материала — Zr (Mo, Ba, Cu).

II. Подзона перемещения и возможного накопления частиц песчаной размерности — Zr, Ti, Y, Nb, Yb, Sc.

III. Подзона перемещения и возможного накопления алевритов --- Мп, V, Co.

Б. Зона экстремального волнового воздействия:

I. Подзона перемещения и нестабильного накопления (разрушающегося постепенно после прохождения шторма) гравийно-галечного материала — Zr, Ti, Mo.

В. Зона преимущественного воздействия неволновых факторов (возможно также перемещение частиц алевритовой размерности при экстремальных штормах) — Ni, Zn, Pb, Ag.

На рассмотренную картину распределения микроэлементов в прибрежной зоне накладывают отпечаток и особенности геологического и геоморфологического строения побережья. В частности, на участках размыва металлоносных коренных пород, а также более древних металлоносных осадков, служащих промежуточными коллекторами при формировании россыпей, в волновом поле происходит также дифференциация элементов так называемой продуктивной ассоциации, которая в данном одного из участков восточного побережья моря Лаптевых

v	Cr	Zr	Ni	Co	Ag	Cu	Zn	Pb	Sn	Мо	Nb	в
140	45	90	13	7	0,05	45	55	30	4	1,3	4	18
140	80	125	10	7	0,05	50	46	30	6	2	5	25
100 140	56 100	320 440	10 11	5 6	$\begin{array}{c} 0,05\\ 0,06 \end{array}$	50 50	40 64	26 34	9 8	2 2	4 5	46 56

Содержание, п.10-4 %

регионе представлена оловом (в касситерите), сопутствующими ему халькофильными элементами, значительная часть которых мигрирует в обломках сульфидов, а также бором (в турмалине). Общая схема их распределения в прибрежной зоне представлена на фиг. 1, б. Характерно, например, что по мере удаления от источника поступления металлоносного материала происходит постепенное обеднение этой ассоциации халькофильными элементами; из нее последовательно выпадают Zn, Ag, Mo, As, Pb, Cu, Bi. При этом Sn, B, W, Bi обычно формируют два максимума — один непосредственно в зоне пляжа и на абразионных платформах типа осушек, второй — в зоне подводных береговых валов, преимущественно на мористом склоне последних. Для Cu, Mo, Ag более характерны пики концентраций в подсклоновой ложбине, либо позади вала. Отчетливая дифференциация названных элементов наблюдается и во вдольбереговом потоке наносов.

Участки прибрежного шельфа, характеризующиеся различными литогенетическими и динамическими обстановками, отличаются и по особенностям площадного распределения элементов в активном слое. Так, например, для участков открытых побережий, находящихся в зоне влияния волновой деятельности, характерно развитие линейных потоков рассеяния рассмотренных микроэлементов, ориентированных в соответствии с направлением вдольбереговых потоков наносов. Большинство из этих потоков (Zr, Nb, Cu, Zn, Pb, Sn и B) берет начало в области абразионных мысов, сложенных коренными и рыхлыми породами. Характерны также аномалии перечисленных элементов в области остаточных отмелей-банок. В закрытых заливах-губах с подавленными волновыми процессами большинство аномалий имеет изометрическую форму. Часть из них контролируется поднятыми блоками побережья, на которых происходит размыв подстилающих толщ (Ti, Zr, Nb, Y, Yb); выделяются также веерные аномалии Ni, Co, Cu в области дельт и аномалии Ti, Co, Zn, приуроченные к тальвегам затопленных долин, что хорошо согласуется с данными, приведенными в работах [15, 17]. В проливах, подверженных влиянию барических циркуляционных течений (например, прол. Дмитрия Лаптева), содержания большинства элементов оказываются на уровне или даже ниже фоновых для района в целом, что может быть связано с господством промывного режима.

В распределение элементов существенные коррективы вносят местные геоморфологические особенности строения береговой зоны. В результате проявления процесса осадочной дифференциации материала в потоке наносов, влияния баланса наносов и состава пород, размываемых на берегу и подводном склоне, формируются устойчивые, индикаторные ассоциации элементов, характеризующие участки генетически разнородного рельефа прибрежной зоны. Они имеют следующий вид.

- Абразионные платформы: а) выработанные в коренных породах разнообразные комплексные аномалии, зависящие от состава пород;
- б) выработанные в рыхлых породах (абразионные осушки) [Ті, Zr, Nb, Y (Yb, Sc)][Sn, B].
- 2. Вдольбереговые валы и бары [Zr, Nb, Y][Pb, Cu, Zn].



Фиг. 2. Корреляция содержаний иттрия (A) и иттербия (Б) с содержанием циркония в опесчаненных алевритах одного из участков прибрежного шельфа восточной части моря Лаптевых



Фиг. 3. Типоморфные ассоциации элементов аккумулятивного (а) и абразионного (б) берега на участках побережий, занятых аккумулятивными равнинами плейстоценового возраста 1 — песок (а — среднезернистый, б — мелко- и тонкозернистый); 2 — алев-

- рит; 3— лед; 4— прослои растительного детрита
- 3. Авандельты веерные аномалии Ni, Co, Cu.
- 4. Затопленные долины линейно вытянутые аномалии Ti, Co, Zn.
- 5. Затопленные береговые линии Sn, B, Mo, Zr, Nb, Y, локальные «всплески» As, Bi, W.
- 6. Лагуны Mn, V.

Наиболее распространенные ассоциации элементов, характерные для аккумулятивных и абразионных берегов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в районах развития песчано-алевритовых отложений четвертичного возраста, показаны на фиг. 3.

В заключение можно сделать следующие выводы. Процессы механической дифференциации обломочного материала, протекающие в зоне современного волнового воздействия в прибрежной зоне шельфа восточно-арктических морей, формируют, с учетом литогенетической специфики региона, последовательный ряд зональности распределения микроэлементов, отражающий наличие трех основных литодинамических зон: постоянного (или регулярного) волнового воздействия, 2) экстремального волнового воздействия и 3) преимущественного проявления неволновых факторов. На этом фоне намечаются также существенные отличия геохимического облика современных осадков в различных по типу райзнах прибрежного шельфа, например в зоне открытых побережий, в закрытых и полузакрытых заливах, в проливах с преобладанием промывного режима и др. В более крупном плане могут быть выделены также индикаторные ассоциации элементов, характеризующие различные типы локальных обстановок в пределах берегов аккумулятивного строения или абразионных платформ.

Следует подчеркнуть, однако, что процесс дифференциации элементов в литолого-фациальном и геоморфологическом профиле прибрежной зоны в рассматриваемых условиях не приводит к возникновению промышленно ценных скоплений полезных компонентов. Это в первую очередь относится к ассоциации элементов [Ti, Zr, Nb, Y(Yb, Sc)], которая отражает относительное накопление в процессе волновой сепарации устойчивых минералов тяжелой фракции и может рассматриваться в качестве индикаторной при выделении обстановок и оконтурирования площадей, где возможно накопление минералов, обладающих повышенной устойчивостью и миграционной способностью (циркон, ильменит, рутил, гранаты). Хотя в пределах рассматриваемой литогенетической области эта ассоциация и не дает самостоятельных промышленно ценных скоплений, она может выступать в качестве важного показателя определенных литогенетических, динамических и геоморфологических обстановок прибрежного шельфа.

Литература

- 1. Белов Н. А., Огородников В. И. Особенности современного осадконакопления и некоторые вопросы геохимии донных осадков шельфа Чукотского моря. — Вестн. ЛГУ, 1976, № 24, с. 52—64. 2. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах из-
- верженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
- 3. Гордеев В. В., Лисицын А. П. Средний химический состав взвесей рек мира и питание океанов речным осадочным веществом. — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 1, c. 225-228.
- 4. Емельянов Е. М. Малые и рассеянные элементы в осадках. В кн.: Геология Балгийского моря. Вильнюс: Мокслас, 1976, с. 288-306.
- 5. Иванов В. В., Белевтин В. В., Борисенко Л. Ф. и др. Средние содержания элементов-примесей в минералах. М.: Недра, 1973. 208 с.
- 6. Иванова А. М. Геохимия донных осадков восточно арктического шельфа. В кн.: I съезд советских океанологов (тез. докл.). Вып. 3. М.: Наука, 1977, с. 176. 7. Лапина Н. Н., Куликов Н. Н., Семенов Ю. П. Условия накопления и распределения
- микроэлементов в осадках Северного Ледовитого океана.— В кн.: Геология моря. Вып. 3. Л.: Изд. НИИГА, 1974, с. 52-56.
- 8. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с. 9. Семенов Ю. П. Условия образования донных отложений моря Лаптевых.— В кн.: Геология моря. Вып. 1. Л.: Изд. НИИГА, 1971, с. 47-53.
- 10. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
- 11. Свешников А. Г., Великанов Ю. С., Звягольский В. А. О физико-химических условиях среды в формировании осадков приустьевых участков шельфовой зоны.— В кн.: Осадконакопление в шельфовых зонах. Л.: ПГО «Севморгео», 1983, с. 53—56.
- 12. Шило Н. А. Перигляциальный литогенез в общей схеме процесса континентального породообразования. Тр. Сев. Вост. КНИИ, вып. 38. Магадан, 1971, с. 3—56. 13. Bother M. H., Aruscavage P. Y. a. e. Trace metal concentration in sediments cores
- from the continental shelf off the South-Eastern United States.- Estuarine and Coast.
- Mar. Sci., 1980, v. 10, N 5, p. 523-541.
 14. Calvert S. E. The mineralogy and geochemistry of neashore sediments.— Chem. Oceanograph., L., 1976, v. 6, p. 187-280.
 15. Loring D. H. Distribution and partition of cobalt, nickel, chromium and vanadium in the sediments of the Saqunay fiord.— Canad. J. Earth. Sci., 1976, v. 13, № 12.
 15. Loring D. H. Caschemistry of nice control of the actuary ford.
- Loring D. H. Geochemistry of zinc, copper and lead in the sediments of the estuary and gulf of St. Lawrence.— Canad. J. Earth Sci., 1978, v. 15, № 5, p. 752—772.
 Loring D. H. Geochemistry of cobalt, nickel, chromium and vanadium in the sediments
- of the estuary and open gulf of St. Lawrence.- Canad. J. Earth. Sci., ,1979, v. 16, № 6, p. 1196—1209.

Московский горный институт ИМГРЭ, Москва

Поступила в редакцию 11.V.1984 УДК 552.515

АРКОЗЫ И ИХ МИНЕРАЛЬНЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ

ШВАНОВ В. Н.

Дается определение аркозов, устанавливаются их границы по количественному содержанию обломочных компонентов. Выделяются четыре разновидности аркозовых песчаников — калиевые, калиево-натровые, натровые и натрово-кальциевые, описываются их обломочные компоненты и главные черты химического состава. Рассматриваются типы исходных пород, являющиеся источником накопления различных минеральных видов аркозов.

Аркозами с начала прошлого столетия, когда А. Броньяром был введен этот термин, назывались песчаные, гравийно- и дресвяно-песчаные породы, сложенные преимущественно кварцем и полевыми шпатами. Минимальное количество полевых шпатов, необходимое для того, чтобы порода называлась аркозом, принималось разными авторами равным 12,5; 20; 25 или 30%. По мнению Ф. Петтиджона и др. [9], граница в 25% определяет выбор, поскольку песчаники, содержащие полевого шпата больше этой величины, хорошо распознаются в полевых условиях.

В. Д. Шутов [21] показал, что природные песчаники, происходящие от размыва кислых кристаллических пород, преимущественно гранитов, укладываются в некоторый диапазон состава, ограниченный определенными концентрациями кварца, полевых шпатов и обломочных зерен пород, образуя тем самым отдельную минеральную группу. Позже А. В. Сочава [12], Ю. К. Советов [11] и некоторые другие авторы подтвердили существование определенных устойчивых кварцево-полевошпатовых ассоциаций, охватывающих отдельные разрезы осадочных толщ и ограниченных определенными количественными рамками в соотношениях минералов.

Анализируя материал из разных источников, нельзя не признать существование в природе устойчивой кварцево-полевошпатовой ассоциации зернистых пород, которую принято называть аркозами, приблизительно ограниченную следующими концентрациями терригенных компонентов: полевых шпатов 25—75%, обломочного кварца 75—25% при содержании обломочных зерен пород менее 25%.

Существование группы песчаников, содержащих больше полевых шпатов и меньше кварца, чем аркозы, менее очевидно, из-за чего Г. Джилбертом, а затем А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым на трехкомпонентных классификационных диаграммах вблизи вершины, отвечающей полевым шпатам, выделялось «пустое» поле Г. И. Теодорович [14] и Н. Н. Верзилин [2] оспаривали необходимость выделения пустого поля, приводя примеры песчаников с более высоким чем 75% содержанием полевых шпатов. Н. Н. Верзилин подобные породы, описанные в карбоне Прибалхашья, неогене Ферганы и современном аллювии р. Амударьи, связывает с аридной седиментацией. Автором наблюдались песчаники, содержащие до 90% полевых шпатов в вулканогенных разрезах девона Алайского хребта, где их формирование связано с перемывом вулканогенной кластики андезито базальтового состава [18]. Таким образом, можно говорить о существовании группы пород с высоким содержанием обломочных полевых шпатов, которые можно назвать полевошпатовыми. Граничными значениями их являются — обломочного кварца менее 25%, обломков пород менее 25%; количество полевых шпатов может составлять от 50 до 100%, практически до 90%. Термин «полевошпатовый» для пород, содержащих больше полевых шпатов и меньше кварца, чем аркозы, не является общепринятым, тем не менее он наиболее оправдан по аналогии с другими названиями — кварцевый песчаник, где преобладает кварц, «кремневый», где преобладают обломки кремнистых пород и т. д.

Существующие в англоязычной литературе термины «аркозовый аренит» и «аркозовая вакка», в том смысле, в котором они применяются первый — для пород с малой глинистой примесью, второй — для глинистых пород), излишни, поскольку в отечественной литературе в ряду песчаник — глина укоренились названия — песчаник, глинистый песчаник, супесь, суглинок.

Специального термина, по-видимому, заслуживает особый вид пород, содержащих пелитовое или слюдисто-пелитовое вещество между структурно обозначенными обломочными зернами. Такое вещество может быть результатом вмывания пелитоморфных продуктов, раздавливания выветрелых зерен обломочных каркасом, а также следствием общей перекристаллизации основной массы и полевых шпатов на стадии метагенеза. Термин «вакка», в том числе «аркозовая вакка» можно сохранить только за подобными породами, содержащими структурно неопределенное пелитово-слюдистое вещество, происхождение которого не всегда ясно.

Специального обсуждения требует вопрос о составе полевых шпатов, участвующих в аркозах. В ранних определениях аркозов [10, 13] это понятие не ограничивалось определенными типами полевых шпатов, участвующих в их сложении, хотя обычно указывалось, что сложены они преимущественно калиевыми полевыми шпатами и образованы при размыве кристаллических кислых пород, преимущественно гранитов. В работах А. Г. Коссовской [6] и В. Д. Шутова [21] было показано существование пород, сложенных не только калиевыми полевыми шпатами, но и плагиоклазами,— те и другие независимо от состава полевых шпатов, а только в зависимости от их количества, назывались аркозами.

Существует другое, более узкое понимание аркозов как отложений, «полевой шпат (которых), за редким исключением, представлен калиевым полевым шпатом, обычно микроклином» [9, с. 163]. «Типичные аркозы должны состоять преимущественно из кварцевых зерен и содержать более 25—30% калишпата» [16, с. 201].

Таким образом, согласно последним из приведенных определений, существуют аркозы — породы, сложенные калиевыми полевыми шпатами. Вместе с тем, поскольку существуют также иного состава отложения, сложенные смесью калиевых полевых шпатов и плагиоклазов или только плагиоклазами, они должны быть либо выделены в самостоятельную группу под каким-то новым названием, либо объединены вместе с калиевыми полевыми шпатами и также названы аркозами: термин «аркоз» в последнем случае должен пониматься в самом широком смысле.

Разделение полевошпатсодержащих пород, сложенных калиевыми разностями и плагиоклазами, на отдельные самостоятельные виды песчаников нецелесообразно из следующих соображений.

1. Часто в одних и тех же отложениях, как, например, в песчаниках Приднестровья [5] или в современных песках северо-восточного побережья Южной Америки, в крупных фракциях среди полевых шпатов преобладает микроклин, в мелких — обломки плагиоклазов; соответственно крупнозернистые песчаники обогащены микроклином, а мелкозернистые — альбитом или другими плагиоклазами. Естественно, что разделять разные гранулометрические фракции одних и тех же пород или породы разных гранулометрических классов, тесно связанные парагенетически, классификационными границами не имеет смысла.

2. Разделение в шлифах калиевых полевых шпатов и альбита — кислого олигоклаза, лишенных двойников, представляет значительные трудности и часто невозможно без привлечения специальных методов — окрашивания кобальтнитратом натрия, измерения показателей преломления или федоровского метода.

3. Отчасти в связи с определенной традицией, отчасти вследствие трудностей диагностики в большинстве публикаций даже специального

литологического характера приводятся сведения о полевых шпатах без разделения их на минеральные виды.

Поэтому целесообразно выделять единую группу кварц-полевошпатсодержащих пород, ограниченную только определенными количественными соотношениями обломочных компонентов, вне зависимости от состава полевых шпатов, которую и следует называть группой аркозовых пород — песчаных, глинисто-песчаных или дресвяно-песчаных. В качестве классификационных единиц более низкого порядка можно выделить минеральные разновидности аркозов в соответствии с составом преобладающих полевых шпатов — К-аркозы, К—Na-аркозы, Na-аркозы и Na—Caаркозы. Каждая из перечисленных минеральных разновидностей аркозов реально существует в природе и часто (хотя и не всегда) обособляется от других видов в геологических разрезах.

К— Na-аркозы, по-видимому, наиболее широко распространены. Песчаники эти сложены кварцем, несдвойникованными калиевыми полевыми шпатами, решетчатым микроклином, микроклин-пертитом, кислыми плагиоклазами до № 15—20, бесцветной слюдой, биотитом, глауконитом, обломками кварцитов, микрокварцитов, слюдисто-кварцевых и слюдисто-хлоритовых пород. Очень часто наблюдается отмеченная выше зависимость состава полевых шпатов от гранулометрического класса. Граница между крупными фракциями, обогащенными калиевыми полевыми шпатами, преимущественно микроклином, и мелкими, обогащенными альбитом и олигоклазом, проходит по размеру 0,12-0,15 мм. В породах с модой в интервале размерностей 0,20-0,35 мм, обычно выбираемых для определения петрографического типа, обе составные части этой группы чаще всего находят отображение. Описаны в составе рифея основания осадочного чехла Русской платформы [5], вендских субплатформенных отложений Северного Тянь-Шаня [11], современных осадков континентального склона — выносов р. Амазонки.

К-аркозы сложены кварцем, решетчатым микроклином, микроклинпертитом, несдвойникованными калиевыми полевыми шпатами, белой слюдой, глауконитом, обломками поликристаллического кварца и микрокварцитов. В подчиненном количестве могут присутствовать плагиоклазы до № 10—15, а в грубозернистых разностях — обломки микроклинсодержащих кристаллических пород (гранитов, гнейсов, кристаллических сланцев). К-аркозы распространены в рифее Балтийского щита, Урала и особенно широко в рифей-вендском основании чехлов Русской и Сибирской платформ [5, 16], где они иногда характеризуются высоким (до 70%) содержанием микроклина.

Na-аркозы образованы обломочным кварцем, альбитом, олигоклазом, кислым, реже основным андезином, единичными зернами калиевых полевых шпатов, в том числе микроклина, слюды, кварцитов, микрокварцитов, глинисто-кремнистых сланцев и измененных хлоритизированных пород. В качестве основного петрографического типа могут участвовать в сложении мощных песчано-сланцевых толщ или их отдельных частей, развитых в складчатых системах (например, в отложениях среднего кембрия — раннего ордовика в основании каледонид Монголии [3], в сухопитской серии рифея Енисейского кряжа [8]).

Характерными тяжелыми минералами перечисленных разновидностей аркозов являются циркон, турмалин, рутил, гранат, апатит, сфен, монацит, гематит, ильменит, магнетит, титаномагнетит, лейкоксен, эпидот, хлорит, иногда образующие россыпи, в том числе промышленные, ассоциирующие именно с аркозовыми песчаниками [7, 16]. Постепенными переходами К-, К—Nа- и Na-аркозы могут быть связаны с олигомиктовыми породами в единых разрезах; иногда принадлежность к группе олигомиктовых пород или аркозов является функцией размера зерен крупнозернистые песчаники богаче кварцем, чем мелкозернистые.

Na—Са-аркозы сложены кварцем, плагиоклазами от альбита до андезина, единичными зернами более основных плагиоклазов; калиевых полевых шпатов, слюды, биотита. Часто присутствует хлорит, хлоритизированные зерна, обломки вулканогенных и осадочных пород. Среди



Совмещенная диаграмма минерального и химического состава аркозов Цифрами в кружках обозначены поля, выделенные по количественному содержанию обломочных полевых шпатов: 1 — К-аркозы (калиевых полевых шпатов >75%); 2 — К—Nа-аркозы (калиевых полевых шпатов 75—25%); 3 — Nа-аркозы (калиевых полевых шпатов <25%, основного олигоклаза — андезина <25%); 4 — Nа-Са-аркозы (калиевых полевых шпатов <25%, андезина >25%), 5 — «пустое» поле

Показаны значения и проведены изолинии химических параметров K_{K} и K_{Ca} . Точками изображены образцы, составы которых приведены в табл. 2

тяжелых минералов характерны эпидот, амфиболы, пироксены, гранат, циркон, магнетит, титаномагнетит и гематит. Распространены в составе вулканогенно-осадочных толщ складчатых областей — например, силура и девона Южного Тянь-Шаня [19]. По-видимому, описанные И. В. Хворовой в 1978 г. аркозы глубоководных краевых впадин Тихого океана представлены именно Na—Ca-разновидностью [15]. Они связаны постепенными переходами и присутствуют в единых разрезах с кварцевыми граувакками и аркозовыми граувакками.

Степень изученности аркозовых песчаников в настоящее время такова, что приходится ограничиваться только качественными оценками при их описании и разделении на группы. Однако можно попытаться ввести некоторые количественные характеристики в определение разновидностей и на этой основе выработать их классификацию. Учитывая сделанные ранее предложения [6, 21], можно построить схему классификации, основанную на количественном учете трех компонентов: 1) ортоклаза и микроклина; 2) альбита и кислого олигоклаза до № 20; 3) основного олигоклаза и андезина. Плагиоклазы, более основные, чем андезин, можно не учитывать из-за их редкой встречаемости как в аркозах, так и вообще в осадочных породах. Поскольку классификация основывается на трех компонентах, она может быть изображена на треугольной диаграмме (фигура). Все четыре рассмотренные разновидности аркозов выделены на диаграмме, границы их полей проводятся по содержаниям, кратным 25. Показано также «пустое» поле составов, не встречающихся или встречающихся крайне редко в реальных породах.

Химические составы песчаников аркозовой группы, приведенные Л. В. Пустоваловым [10], А. В. Сочавой [12], Ф. П. Кренделевым [7], Ф. Петтиджоном и др. [9] и другими авторами, показывают их значительное разнообразие. Поскольку химический состав складывается не только из состава обломочной части, по которому устанавливается минеральный тип песчаной породы, определение границ аркозов по химическим анализам не может быть однозначным. Тем не менее эти границы могут быть намечены ориентировочно для неких «идеальных» бесцемент-

Таблица 1

Средние содержания щелочей и окиси кальция в некоторых полевых шпатах (вес.%) и производные от них коэффициенты [17]

Минеральные виды (число ана- лизов)	K₂O	$K_{K} = K_{2}O/K_{2}O + Na_{2}O$	Na ₂ O	$ \begin{array}{c} \kappa_{\mathrm{Na}} = \\ = & \mathrm{Na_2O/K_2O} + \\ + & \mathrm{Na_2O} \end{array} $	CaO	$K_{Ca} = = CaO/K_2O + , + Na_2O$
Микроклин и ортоклаз из гранитов и гранит-пегмати-	11,68	0,80	2,92	0,20	0,58	0,64
тов (100) Альбит-олигоклаз из грани- тов и гранит-пегматитов (50)	1,12	0,11	9,22	0,89	2,51	0,24
Олигоклаз-андезин (среднее рассчитанное значение)	1,12	0,15	6,54	0,85	7,13	0,93

ных песчаников. В классификационных границах, о которых говорилось выше, аркозы могут быть условно определены несколькими параметрами, снятыми с совмещенной диаграммы минерального и химического состава песчаных пород [19]. Основным параметром является $Na_2O = Na_2O + K_2O$, значения которого для аркозов укладываются в интервал 3,1— 9,8 вес.%, дополнительными — $FeO = Fe_2O_3 + FeO + MgO < 4,1$ вес.% и $SiO_2 = 91,2-67,3$ вес.%.

Кроме параметров, определяющих границы аркозов, можно использовать дополнительные химические характеристики, или параметры 2-го порядка для определения по ним минеральных разновидностей аркозовых песчаников. Если при этом использовать химические составы тех же минералов, которые положены в основу минералогической классификации, можно получить классификационную диаграмму, совмещенную с минералогической на одном графике (см. фигуру). Необходимые для расчета составы щелочей и окиси кальция в микроклине, ортоклазе, альбите и олигоклазе взяты из работы П. Н. Чирвинского [17], состав андезина вычислялся путем экстраполяции из приводимых П. Н. Чирвинским составов олигоклаза и лабрадора.

Поскольку абсолютные значения K_2O (показателя количества калиевых полевых шпатов), Na_2O (показателя количества альбита) и бескарбонатной CaO⁻ (показателя анортитсодержащих полевых шпатов) имеют смысл для пород, состоящих только из этих минералов; для реальных полевошпатсодержащих пород использованы отношения этих окислов, приведенные в табл. 1. Очевидно, величина $K_{\rm K} = K_2O/K_2O + Na_2O$ прежде всего определяет соотношение калиевых полевых шпатов и плагиоклазов, а $K_{\rm Ca} = {\rm CaO^-/K_2O} + Na_2O$ — количество полевых шпатов с анортитовой составляющей. В вершинах классификационной диаграммы показаны значения коэффициентов $K_{\rm K}$ и $K_{\rm Ca}$ для компонентов, принятых за основу классификации, в поле треугольника проведены изолинии промежуточных значений этих коэффициентов. Для иллюстрации метода на диаграмму нанесены точки, отвечающие двум образцам песчаников, составы которых приведены в табл. 2.

Разновидности аркозовых пород по химическому составу определяются тем точнее, чем меньше в них слюды, эпидота, вулканических обломков и других примесей. Существенно, что чаще всего встречающиеся примеси способны не затушевывать, а наоборот подчеркивать принадлежность определяемой породы к той или иной минеральной группе. Так, слюда, дополняющая значения параметра $K_{\rm R}$, ассоциирует преимущесгвенно с К-аркозами и подчеркивает принадлежность содержащих ее пород именно к этой группе, если определение производится по химическому составу. Эпидот, обломки эффузивов и другие кальцийсодержащие компоненты ассоциируют с Na—Ca-аркозами, и поэтому будут увеличивать значения величины $K_{\rm ca}$ и соответственно также приводить к смещению точек состава на диаграмме в сторону поля Na—Ca-аркозовых песчаников.

Химический состав аркозовых песчаников и параметры, пересчитанные на бескарбонатный СаО

Окисел	К-аркоз* (обр. 1)	К—Nа-аркоз ** (обр. 2)
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O P ₂ O ₅ CO ₂ H ₂ O+ H ₂ O+ H ₂ O- П. п. п. Сумма K _K K _C a	$76,49 \\ 0,45 \\ 10,90 \\ 2,39 \\ 0,29 \\ 0,29 \\ 0,04 \\ 0,80 \\ 0,85 \\ 1,70 \\ 3,32 \\ 0,04 \\ 0,26 \\ \hline 0,16 \\ 1,22 \\ 99,79 \\ 0,66 \\ 0,10 \\ \hline \end{array}$	77,08 0,19 11,45 Не обн. 0,59 Следы 0,72 1,28 4,51 2,67 — 0,52 Не обн. » 99,01 0,37 0,18

 Меловые отложения Ферганы [12].
 Фоложения верхнесануканской подсвиты удоканской серии нижнего протерозоя [7].

Геологическое положение аркозовых песчаников довольно определенно. Они присутствуют в основаниях платформенных чехлов, непосредственно перекрывающих древний кристаллический цоколь (нижнебавлинская серия Татарского свода, каверинская свита Пачелмского прогиба, могилевская свита Приднестровья, мукунская серия Анабарского щита и др. [16]), в тектонических депрессиях зон активизации (меловые отложения Ферганы и Монголии [12], неогеновые отложения Ферганы [20]), в терригенных и вулканогенно-терригенных комплексах геосинклинальноскладчатых областей [3, 19]. Связь аркозов с породами фундамента или участие в сложении толщ значительной мощности указывает на то, что аркозы являются слабодифференцированными осадками, формирующимися в первую очередь под влиянием состава материнских пород областей сноса. По-видимому, только кристаллические породы содержат тот потенциальный запас полевых шпатов, который при переотложении может привести к формированию аркозовых или полевошпатовых песчаников. Второй компонент аркозов — обломочный кварц продуцируется как за счет размыва исходных пород, так и при выветривании их и переотложении по мере созревания осадка.

В пользу генетической связи аркозов с кристаллическими и прежде всего магматическими породами свидетельствует постоянно наблюдающийся парагенез тех и других — аркозы залегают либо непосредствечно на кристаллических породах, либо вблизи них. Наиболее интенсивное проявление гранитного магматизма в конце архея и среднего протерозоя привело к широкому развитию аркозовых осадков соответственно в раннем протерозое и рифее, так же как современный вулканизм океанических окраин приводит к накоплению полевошпатсодержащих песчаников, во многих случаях принадлежащих к аркозам, в прилегающих глубоководных впадинах.

Из-за слабого проявления дифференциации осадков состав аркозовых песчаников является показателем состава материнской породы в области сноса. Основываясь на распространении различных полевых шпатов в кристаллических породах [4], можно составить перечень последних, связанных с теми или иными минеральными разновидностями аркозовых песчаников (табл. 3). Из сказанного можно сделать вывод о том, что разновидности аркозов образуют два парагенеза: 1) К- и К--- Na-

5*

Таблица 3

Состав исходных пород для разновидностей аркозовых песчаников

Разновидность аркозов	Главные полевые шпаты	Тип исходных пород
	Санидин Ортоклаз	Кислые вулканиты, контактово-метасомати- ческие породы
К-аркозы	» Микроклин Пертиты	Граниты, сиениты, пегматиты, гнейсы кисло- го состава
Қ—Nа-аркозы	Ортоклаз Микроклин Альбит Кислый олигоклаз	Граниты, пегматиты, гранодиориты
Na-аркозы	Альбит Олигоклаз »	Спилиты, риолиты, гранодиориты зеленые и эпидот-амфиболовые сланцы
Nа—Са-аркозы	Андезин Альбит	Андезиты, трахиты, базальты, анортозиты, кристаллические амфиболовые и кианит-ан- далузитовые сланцы

аркозов, связанный преимущественно с гранитными и гранодиоритовыми интрузиями, пегматитами и гнейсами кислого состава, и 2) Na- и Na—Caаркозов, ассоциирующий с эффузивами среднего состава, с некоторыми интрузивными и метаморфическими породами. Первые чаще всего образуются после глубокой эрозии инъецированных гранитоидами областей. претерпевших складчатость и метаморфизм, вторые — в результате предшествующего или одновременного проявления вулканизма.

Литература

- 1. Беккер Ю. Р. Докембрий Урала. В кн.: Вопросы тектоники докембрия Евразии.
- Владивосток: Ин-т тектоники и геофиз., 1974, с. 69—86. 2. Верзилин Н. Н. К вопросу о классификации алевролито-песчаных пород по соста-ву обломочного материала.— Вестн. ЛГУ, 1971, № 18, с. 54—66.
- 3. Вознесенская Т. А. Субаркозовый флиш в каледонидах Западной Монголии.— Ли-тология и полез. ископаемые, 1980, № 4, с. 68—80.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966.
 Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.— Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 121. 320 с.
 Коссовская А. Г. К вопросу о классификации песчаных пород по минералогическому составу. Уч. зап. ЛГУ, 1962, № 310, с. 111—122.
 Кренделев Ф. П., Бакун Н. Н., Володин Р. Н. Медистые песчаники Удокана. М.: Нер. 1082 248 с.

- Наука, 1983. 248 с. 8. Петров В. Г. Осадочные породы сухопитской серии докембрия Енисейского кряжа. Новосибирск: Наука, 1980, с. 37—54. 9. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.

- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. М.— Л.: Гостоптехиздат, 1940.
 Советов Ю. К. Аркозовая формация венда Северо-Тянь-Шаньской рифейской геосинклинали.— Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 2, с. 449—452.
 Сочава А. В. Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л.: Наука, 1979.
- 13. Справочное руководство по петрографии осадочных пород/Под ред. Рухина Л. Б. Т. II. Л.: Гостоптехиздат, 1958. 520 с.
- 14. Теодорович Г. И. О классификации песчаников на основе вещественного состава.-В сб.: Фации и условия формирования нефтепроизводящих свит. М.: Наука, 1966. с. 125-166.
- 15. Хворова И. В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей.---Литология и полез. ископаемые, 1978, № 4, с. 3-23.
- 16. Чайка В. М. Докембрийские аркозовые формации, метаморфизованные россыпи и
- цирконовый метод изучения метаморфических пород и гранитов. М.: Недра, 1966. 17. Чирвинский П. Н. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Харьков: Изд. Харьковск. ун-та, 1953. 96 с.
- 18. Шванов В. Н. Определение минеральных типов песчаных пород по их химическо-
- му составу. Сов. геология, 1974, г. 3, с. 60—73.
 19. Шванов В. Н. Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ. Южный Тянь-Шань. Л.: Изд. ЛГУ, 1983. 216 с.
- 20. Шевченко Г. М. Средний состав обломочных минералов в продуктах денудации южно-тянь-шаньской междуядерной зоны.— Науч. тр. Ташк. ун-та, 1964, вып. 234. 21. Шутов В. Д. Классификация песчаников.— Литология и полез. ископ. 1967, № 5:

Ленинградский государственный университет

УДК 552.51:551.733(574.3)

ТЕРРИГЕННЫЙ КОМПЛЕКС СРЕДНЕГО ОРДОВИКА СЕЛЕТИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН) И ОСОБЕННОСТИ ЕГО ОБРАЗОВАНИЯ

ШАРДАНОВА Т. А.

Рассмотрены особенности структурно-текстурных признаков пород терригенной толщи среднего ордовика Селетинского синклинория (Центральный Казахстан). Выделены различные генетические типы (отложения подводных оползней и обвалов, пляжей, отложения зоны волнений на подводных поднятиях, отложения придонных течений и зерновых потоков). Отмечено влияние Степнякского вулканизма на осадконакопление. Сделана попытка реконструировать характер бассейна и условия осадконакопления; высказывается предположение, что в осадкообразовании участвовали как продольные, так и поперечные автокинетические потоки.

В северо-западной части каледонид Центрального Казахстана широко распространены мощные флишеподобные терригенные комплексы среднего ордовика, характерные для позднегеосинклинальной стадии развития каледонид. Наиболее мощные и представительные разрезы этого типа развиты в Селеты-Чу-Илийской зоне, протягивающейся в субмеридиональном направлении от низовьев р. Селеты на юг до Чу-Илийских гор [3]. В предлагаемой работе рассмотрены основные результаты изучения строения и условий образования терригенных отложений среднего ордовика в северной части этой зоны (бассейны рек Акжар и Селеты), выделяемой в качестве Селетинского синклинория, который с востэка ограничен Ерементау-Ниязским антиклинорием, а с запада — Ишкеольмесским антиклинорием и Степнякским синклинорием (фиг. 1). В этом районе разрезы хорошо датированы органическими остатками.

Терригенная толща среднего ордовика подразделяется на изобильную и еркебидаикскую свиты верхнего лланвирна — нижнего карадока [3]. Она трансгрессивно и с размывом налегает на различные формационные комплексы кембрия и нижнего ордовика, а перекрывается молассовым грубообломочным комплексом верхнего ордовика и представлена достаточно монотонным переслаиванием зеленоцветных полимиктовых песчаников и алевролитов, включающих горизонты гравелитов и конгломератов. В основании и средней части развиты довольно мощные конгломератовые и глыбовые горизонты, нередко встречаются прослои пепловых туфов и алевропесчаники, содержащие примесь пирокластического материала. Состав кластики весьма разнообразен: в нижней части толщи преобладают обломки основных и кислых вулканитов, нередки обломки песчаников, алевролитов, известняков, кремней, а верхняя часть отличается значительным содержанием кварцитов, кварцито-песчаников, кремней, гнейсов, гранитоидов.

Описываемая толща фациально изменяется с юга на север. Наиболее обогащен грубообломочными образованиями разрез на юге Селетинского синклинория (р. Акжар): в основании его выделяются горизонты микститов с песчано-алевролитовой связующей массой, средняя часть насыщена гравийно-галечными образованиями. Среди конгломератов и гравелитов встречаются глыбы известняков, песчаников, алевролитов до 1,5 м в диаметре. В верхней части разреза сокращается количество конгломератов, возрастает роль песчаников и алевролитов. К северу, в районе р. Селеты, резко возрастает роль алевролито-песчаников, а гравийногалечные и маломощные глыбовые горизонты встречаются эпизодически,



Фиг. 1. Схема распределения основных текстурных и генетических типов осадков среднего ордовика, развитых в пределах Селетинского синклинория 1 — внутрибассейновые поднятия; 2 — биогермные известняки и их глыбы в трубооб-

1 — внутрибассейновые поднятия; 2 — биогермные известняки и их глыбы в трубообломочных толщах; 3—отложения волнений; 4—грубообломочные отложения пляжного типа; 5—7 — отложения автокинетических потоков (5 — гравийно-галечные, 6 — песчаниковые, 7 — алевропесчаниковые); 8 — область отсутствия отложений среднего ордовика; 9 — мелководные песчано-алевролитовые и туфопесчаниковые отложения; 10 область с интенсивным андезитовым вулканизмом. Направления: 11 — поперечных потоков; 12 — продольных автокинетических потоков; 13 — придонных течений; 14 — пирокластических потоков; 15 — обвально-оползневых процессов. Типы слоистости: 16 горизонтальная, 17 — косая, 18 — волнистая и линзовидно-волнистая; Г — градационная; М — массивная; ЛВ — линзовидно-волнистая; А. В. С. Д интервалы турбидитной модели Бума

преимущественно в основании и в средней части терригенной толщи. Общая мощность терригенного комплекса около 2,5 км.

Основные черты строения толщи. Несмотря на кажущуюся монотонность, толща имеет довольно «пестрый» литологический облик. Выделяются следующие породные ассоциации: песчаниково-конгломератовая, конгломерато-гравелито-песчаниковая, гравелито-песчаниковая, алевролито-песчаниковая. Между ними есть различные переходные разности, но практически везде основную роль играет песчаниковая составляющая.

Песчаниково-конгломератовая ассоциация слагает около 30% толщи в южной части Селетинского синклинория и не более 5% в центральной и северной частях его. Она выражена чередованием конгломератов, грзвелитов и песчаников. По характеру стратификации выделяются четыре типа (см. фиг. 1, *I*).

В первом типе песчаники и гравелиты содержат невыдержанные по мощности (от 0,2 до 1,5 м) прослои и линзы конгломератов. Галька конгломератов хорошо окатана, но плохо сортирована (размер гальки изменяется от 1 до 30 см, а количество связующей массы составляет 20— 50% от общего объема породы). Нижние контакты резкие, часто с глубокими (до 1 м) эрозионными карманами. Вверх по слою конгломерат постепенно переходит в гравелит и крупносреднезернистый песчаник, который является также связующей массой в конгломератах. Отличительная особенность этого типа ассоциации — невыдержанность по простиранию и мощности пластов конгломератов. Часто наблюдается срезание прослоями конгломератов подстилающих их прослоев песчаников, гравелитов, конгломератов. Характерно наличие значительного количества хорошо- и среднеокатанных валунов, глыб (до 1,5 м) известняков и пластовых отторженцев песчаников, алевролитов (до 1—2 м).

Второй тип близок первому и отличается лишь выдержанностью по простиранию горизонтов конгломератов (мощностью 0,5—2 м).

Третий тип представлен конгломератами с достаточно хорошо сортированной и окатанной галькой (3—5 см) полимиктового состава. Связующая масса в них выражена среднезернистыми песчаниками, занимающими менее 20% объема породы. Конгломераты этого типа встречаются среди отложений первого типа (мощность их около 1,5 м).

Особый интерес представляют ассоциации четвертого типа, развитые, впрочем, относительно редко. Первой разновидностью этого типа являются плохо стратифицированные конгломераты с хорошо окатанной галькой и значительным количеством связующей массы, представленной крупно- и среднезернистым песчаником. В конгломератах выделяются глыбы (до 2 м) тонкослоистых зеленоцветных и буровых песчаников, алевролитов, иногда кремней с мелкой складчатостью, которая часто обуславливает форму глыб. Нередко во внешних частях этих песчаноалевролитовых глыб присутствуют гальки других пород. По-видимому, эти глыбы представляли собой элементы оползневых тел, сложенных слабоконсолидированными осадками. Иногда встречаются горизонты, состоящие из смеси алевролито-песчаниково-галечного материала (мощность 1-7 м). Вторая разновидность этого типа — глыбовые горизонты с песчано-алевролитовой связующей массой, встречающиеся в основании и в средней части терригенной толщи. В данном случае оползанию или обрушению подвергалось также и жесткое дно бассейна, подобные горизонты были описаны автором ранее [9].

Конгломерато-гравелито-песчаниковая ассоциация слагает около 20% толщи в южной части синклинория, а в центральной и северной частях снизу вверх по разрезу ее содержание увеличивается от 3 до 10%. Ассоциация представлена песчаниками с горизонтами гравелитов, конгломератов. Выделяются три типа (см. фиг. 1, *I*, *III*).

Первый тип характеризуется прямой градационной сортировкой материала. В основании пластов залегают мелкогалечные конгломераты, мощностью 20—30 см. Вверх конгломераты довольно резко переходят в крупно-, среднезернистые песчаники (мощностью 5—20 см), которые являются также связующей массой в конгломератах. Эта часть многослоя отвечает интервалу А турбидитной модели А. Бумы [10]. Выше массивные песчаники сменяются горизонтально-слоистыми мелкозернистыми песчаниками, песчанистыми алевролитами. Слойки мощностью 1 мм — 1 см подчеркнуты обломками яшм, известняков, полевых шпатов. Мощность интервала 5—30 см (интервал В). Далее горизонтально-слоистые песчаники переходят в мелко-, тонкозернистые песчаники, алевролиты
с мелкомасштабной разнонаправленной косой слоистостью, со слойками от долей миллиметра до 2 мм. Мощность косослойчатых серий от 3 до 15 см (интервал C). Выше встречаются грубогоризонтально-слоистые алевро-песчаники, отвечающие интервалу \mathcal{A} . Конгломераты обычно плохо сортированы, размер гравийного и галечного материала колеблется от 3 мм до 5 см, преобладает 0,5 см. Галька, как правило, хорошо окатана, значительно содержание пластовых отторженцев песчаников, алевролитов размером до 10 см. Нижняя граница конгломератов резкая, эрозионная, глубина карманов до 10—15 см, часто со следами оползания. Песчаники интервала A массивные, с линзовидными прослоями, насыщенными гравийными обломками (реже до 1 см). Часто отсутствуют горизонтально- и косослоистые песчаники (интервалы B, C, \mathcal{A}), и конгломерат ложится прямо на массивный песчаник.

Второй тип ассоциации встречается реже и характеризуется инверсионной отсортированностью. Галечный материал сосредоточен в средней части пласта, сменяясь в кровле и подошве песчанистым материалом. Мощность конгломератовых прослоев составляет 10—60 см, гравелитовых — 10—30, песчаниковых — 20—150 см.

Еще реже встречается третий тип — линзовидный, представленный линзами мелкогалечных конгломератов среди средне- и крупнозернистых песчаников, которые по простиранию расщепляются на два-три линзовидных прослоя, быстро выклинивающихся и переходящих в среднезернистые песчаники.

Гравелито-песчаниковая ассоциация, слагающая до 30% осадочные толщи на юге и до 20% на севере, состоит из четырех основных текстурных гипов.

Первый тип представлен грубостратифицированными, преимущественно песчаниковыми отложениями с невыдержанными прослоями, линзами гравелитов. Отсутствуют четкие межслоевые швы; грубая асимметричная маятниковая и линзовидная слоистости выражены в насыщении песчаников гравийным плохо окатанным и сортированным материалом, реже хорошо окатанной галькой, вытянутых по напластованию пластовых отторженцев алевролитов. Мощность таких гравелитовых прослоев колеблется от 3 мм до 30 см.

Второй тип отличается прямой градационной слоистостью с резким эрозионным контактом в основании градированных серий. Мощность ритмов до 1,5-2 м. Этот тип близок к конгломерато-гравелито-песчаниковой ассоциации, но место конгломерата здесь занимает гравелит. Нередко отсутствуют также горизонтально- и косослоистые интервалы (слои *B*, *C* модели Бумы), и гравелит, расположенный в основании градированных серий, с резким контактом ложится на массивный песчаник.

Таким образом, для этого типа характерны двучленные ритмы.

Третий тип рассматриваемой ассоциации отличается присутствием пластов с симметрично-градационным (маятниковым) строением, аналогичным строению пластов второго типа конгломерато-гравелито-песчаниковой ассоциации. Мощность таких пластов достигает 1,5 м.

Четвертый тип ассоциации, так же как и первый, характеризуется линзовидными прослоями гравелитов, но с более четкой стратификацией. Линзы гравелитов обычно приурочены к основанию пластов массивных песчаников. Нижние контакты при этом резкие, волнистые. Гравелиты как бы запечатывают валики ряби подстилающих волнисто- и линзовидно-волнистых песчаниково-алевролитовых пакетов. Мощности таких линз достигают 2 м, а протяженность — 15 м.

Алевролито-песчаниковая ассоциация преобладает в терригенной толще среднего ордовика. В центральной и северной частях Селетинского синклинория, в бассейне р. Селеты она составляет 70—80%, а в южной (р. Акжар) — 20—30%. Она представлена разнозернистыми песчаниками с массивной, градационной, линзовидной, волнистой и линзовидноволнистой, косой слоистостью. Преобладает простое ритмичное двучленное строение: песчаник — алевролит. Кроме того, часто можно встретить чередование пластов массивного или градационно-слоистого песчаника и песчано-алевролитовых многослоев с горизонтальной, волнистой, линзовидно-волнистой или косой слоистостью (см. фиг. 1, *II*, *III*).

Рассмотрим более подробно строение песчаных пластов в алевролито-песчаниковой ассоциации, как наиболее часто встречаемой в разрезе и дающей наибольший материал для понимания механизма осадкообразования всей толщи в целом. Среди песчаных пластов по характеру стратификации выделяются три текстурных типа: массивный, линзовидный, градационный.

Массивные песчаники обладают различной зернистостью, но чаще встречаются среднезернистые. Для них характерно отсутствие слоистости, резкие верхние и нижние контакты. Нередко в них можно наблюдать обрывки пластов алевролитов от 0,3 до 5 см, а также глыбки алевролитов, смятых в мелкие подводно-оползневые складки. Песчаники состоят из плохо сортированного и плохо окатанного материала. Пласты массивных песчаников, мощностью 30—100 см, обычно ассоциируют с песчанико-алевролитовыми пакетами с горизонтальной и волнистой слоистостью. Встречаются различные сочетания: массивные песчаники (мощностью до 1 м) разделены песчано-алевролитовыми пакетами (мощностью до 10 см) и наоборот (мощность песчано-алевролитовых пакетов равна 1—3 м, массивных песчаников — 30—80 см).

Песчаники с линзовидной слоистостью отличаются от массивных присутствием линзовидных прослоев (мощность 2 мм — 10 см) более грубого материала: крупного песка, реже гравия, иногда с редкой галькой (до 10 см). Линзы обычно длиной от 2 до 20 см параллельны напластованию. Материал, слагающий линзы, сортирован хуже вмещающей массы из-за неравномерного насыщения более грубым материалом. Границы линз нечеткие.

Песчаники с градационной отсортированностью характеризуются разнообразием текстур. Наиболее часто встречаются пласты с прямой градационной слоистостью, в которых от подошвы слоя к кровле уменьшается средний размер зерна. При этом в одних случаях наблюдается постепенное уменьшение среднего размера зерна от подошвы к кровле, в других — при довольно близкой общей гранулометрии, нижняя часть насыщена более грубым обломочным материалом (вплоть до гравия). Нижние контакты пластов всегда резкие: горизонтальные, волнистые или эрозионные. Конфигурация контакта обычно связана с характером строения подстилающих пород. Если песчаники перекрывают тонкогоризонтально-слоистые песчано-алевролитовые пакеты, то нижний контакт в них тоже горизонтальный. Если они перекрывают песчано-алевролитовые пакеты с линзовидно-волнистой или волнистой слоистостью то волнистый, повторяющий или облекающий валики ряби. Песчаники с эрозионным воздействием и признаками оползания в подошве перекрывают, как правило, пласты массивных и градационно-слоистых песчаников. Нижняя часть таких слоев резко отличается обилием более грубого материала, мелких пластовых отторженцев алевролитов и более грубым средним размером зерна. Иногда в верхней и средней частях слоя встречаются линзочки гравийного материала и обрывки алевролитов. Верхние контакты как резкие, так и постепенные. Мощность подобных пластов колеблется от 3 до 50 см,

Следующими текстурными типами, характерными для градационнослоистых песчаников, являются разности с несимметричным маятниковым и реже с симметричным маятниковым строением. По характеру строения они похожи на аналогичные текстурные типы описанных выше ассоциаций, отличаются лишь менее грубым составом. Мощность слоев с несимметричным маятниковым строением 15—50 см, а с симметричным маятниковым строением 2—5 см. Верхние и нижние контакты в обоих случаях как резкие, так и отчетливые, всегда горизонтальные.

Песчаники и алевролиты с косой слоистостью встречаются среди пластов с градационной, массивной и горизонтально-слоистой текстурами. Микрослоистость обусловлена чередованием слойков мощностью от долей миллиметра до 2 мм, разной гранулометрии и, кроме того, подчеркнута обломками разного петрографического состава. Сортировка внутри слойка хорошая. Углы падения слойков составляют от 1—2 до 30°. По форме слойков выделяются вогнуто-выпуклая, мульдовидная, пологопадающая (часто переходящая в горизонтальную) косая слоистости. Косонаслоенный интервал состоит из нескольких «пластов» с разнонаправленной косой слоистостью, часто срезающих друг друга (мощность 3— 15 см).

Песчаники и алевролиты с конволютной слоистостью, выраженной смятием слойков в различные микроскладки в пределах ограниченного слоя встречаются обычно среди слоев с градационной слоистостью.

Среди песчаников и алевролитов с волнистой слоистостью выделяются четыре текстурные разновидности. Наиболее часто встречаются песчаники, алевролиты с асимметричной волнистой слоистостью. Пласты песчаников массивны или градационно-слоисты. Нижние и верхние контакты всегда резкие. Когда положение гребней ряби устойчиво сохраняется, это проявляется в параллельной асимметричной волнистой слоистости (первая текстурная разновидность) с длиной волны от 10 до 40 см. Горизонтальный индекс ряби, равный отношению проекции пологого склона ряби к проекции ее крутого склона [2], равен 2, высота ряби 2—5 см. Когда гребни ряби смещаются, то возникает непараллельная асимметричная слоистость или линзовидно-волнистая — вторая текстурная разновидность (смещение на $\frac{1}{2}$ длины волны). В этом случае среди волнисто-слоистых алевропесчаников заключены линзы песчаников длиной до 10 см. Чем больше смещение, тем тоньше становится слоек на пологом склоне ряби, вплоть до полного его исчезновения и тогда слоистость из асимметричной волнистой и линзовидно-волнистой превращается в косоволнистую, у которой границы серии волнистые, а слойки в сериях косые (третья текстурная разновидность). Довольно часто линзовидно-волнистая слоистость осложнена текстурами оползания, а у крутого склона ряби встречаются обломки подстилающих алевролитов. Реже встречается четвертая текстурная разновидность — симметричная волнистая слоистость с длиной волны около 30 см, иногда 1,2 м, а высота волны около 3 см, реже 20 см, с индексом ряби 6-10.

Генетические типы обломочных накоплений. По текстурно-структурным признакам все обломочные образования среднеордовикской толщи Селетинского синклинория можно разделить на две группы: прибрежноморские и морские, отличающиеся местом осаждения и механизмом транспортировки кластики (таблица).

Среди прибрежно-морских выделяются три генетических типа отложений: 1) подводных оползней и обвалов; 2) пляжей; 3) проксимальных частей зерновых потоков.

Отложения подводных оползней и обвалов представлены микститами с песчано-алевролитовой связующей массой четвертого типа песчаниково-конгломератовой ассоциации. Глыбы и валуны образованы преимущественно биогермными известняками; во многих глыбах найдена фауна лланвирна — лландейло, т. е. возраст пород в глыбах близок времени формирования самих микститов. Наряду с фрагментами известняков лланвирна — лландейло присутствуют глыбы и валуны более древних пород. Отсутствие стратификации и глыбовый состав, хаотическое строение и бимодальный характер распределения кластики свидетельствуют о том, что они формировались в прибрежно-морских условиях в процессе подводного оползания или обрушения.

Отложения пляжей представлены третьим типом песчано-конгломератовой ассоциации. Хорошая сортировка гальки и незначительное (<20%) содержание связующей массы позволяют предположить их мелководный характер.

Среди отложений проксимальных частей зерновых потоков выделяются три разновидности. Первая разновидность представлена гравелитопесчаниковой ассоциацией первого типа. Характеризуется грубой и неправильной стратификацией, быстрой латеральной изменчивостью. Эти отложения сходны с континентальными аллювиально-делювиальными образованиями [2], но тесная связь с морскими отложениями дает возможность отнести их к последним. Вторая разновидность представлена отложениями песчано-конгломератовой ассоциацией первого типа. В отличие от рассмотренных выше отложений здесь четко выражена асимметричная стратификация: конгломерат постепенно переходит в гравелит, а последний в песчаник. Для этих отложений характерны размывы, встречаются глубокие эрозионные карманы, значительно содержание глыбовой фракции. Третья разновидность представлена песчано-конгломератовой ассоциацией второго типа, отличающейся от отложений второй разновидности лишь выдержанностью по простиранию конгломератовых слоев. Отложения последних двух типов характерны для трансгрессивных серий. Образование их, вероятно, можно объяснить значительным выносом перегруженными грязевыми потоками большого количества полимиктового терригенного материала (не только песка, но и пляжевого галечного материала) в относительно глубокие участки прибрежной зоны или оползанием осадков на относительно крутых склонах. В подобных грубообломочных комплексах запечатлены начальные стадии развития автокинетических потоков [6], и в данном случае, чем лучше стратификация отложений, тем, вероятно, дальше отлагались они от источника сноса.

Среди морских образований выделяются три генетических типа отложений (см. таблицу): 1) зерновых потоков; 2) придонных течений; 3) сформированные волнениями на подводных поднятиях.

Отложения зерновых потоков представлены преимущественно алевролито-песчаниковой ассоциацией, а также гравелито-песчаниковой (2-4 типы), реже конгломерато-гравелито-песчаниковой и песчаниково-конгломератовой (2-й тип). Для этого типа характерно прямое градационное распределение материала: песчаник — алевролит, гравелит — песчаник, конгломерат — гравелит — песчаник — алевропесчаник. Кроме прямой градационной отсортированности встречается и инверсионная градированность (маятниковая слоистость). Нередко встречается полная турбидитная модель. От классической турбидитной модели А. Бумы [10] отложения Селетинского синклинория отличаются прежде всего строением нижнего интервала А. Он образован как градированным, так и массивным, линзовидно-слоистым пластами. Нижняя граница всегда резкая, часто эрозионная, с карманами (до 15 см), со следами оползания. В основании часто встречаются пластовые отторженцы и галька (до 10 см). Вышележащие слои соответствуют модели: горизонтально-слоистый песчаник (В), песчаник, алевропесчаник с мелкомасштабной, реже конволютной слоистостью (С), горизонтально-слоистый алевропесчаник (Д). Интервал Е нигде не встречен. Для пород свойственно отсутствие сортировки, обломки плохо окатаны, реже хорошо окатаны (гравийный и галечный материал), для песчаников характерно незначительное содержание связующей массы, у гравелитов и конгломератов связующая масса представлена среднезернистым песчаником.

Текстурно-структурные признаки отложений (особенно интервала A): значительная мощность и грубость обломочного материала, эрозионные контакты со следами оползания, незначительное содержание связующей массы, присутствие пластовых отторженцев и крупной гальки в основании интервала A, линзы гравия, а также грубость обломочного материала в интервалах B и C указывают на принадлежность этих отложений к незрелым турбидитам и зерновым потокам [7, 8].

Отложения придонных течений представлены мелко-, тонкозернистыми песчаниками, алевролитами с асимметричной волнистой, линзовидноволнистой, косоволнистой слоистостью. Обломочный материал тонкий, с хорошей и средней сортировкой, с небольшим количеством цемента. Подробное описание слоистости приводилось выше. Нужно отметить, что иногда у крутого склона ряби встречаются обломки подстилающих алевролитов, что говорит о достаточно бсльшой скорости течений и консолидированном дне. Сочетание асимметричной пологоволнистой, линзовидно-волнистой и косоволнистой слоистости говорит о непостоянной

Основные признаки отложений различных генетических типов

		Прибрежно-морские		Морские				
Признаки	обвалов и оползней	пляжей	проксимальных частей зерно- вых потоков	зерновых потоков	течений	еолнений на Подводных поднятиях		
1. Породные ассо- циации	4-й тип песчаниково- конгломератовой вой		1-й тип песчаниково- гравелитовой, 1-й, 2-й ти- пы песчаниково-конгломе- ратовой	Алевролито-песчанико- вая, 2—4-й типы гра- велито-песчаниковый, ред- ко конгломерато-гравели- то-песчаниковый, 2-й тип песчаниково-конгло- мератовой	Алевролито-п	есчаниковая		
2. Типы слоис- тости	Грубая горизонтальная; держанность слоев по пр	характерна невы- остиранию	Грубая горизонтальная, градационная, размывы, маятниковая линзовидная	Градационная (нередки размывы), маятниковая, массивная, линзовидная, косая, горизонтальная, конволютная	. Асимметричная вол- нистая, косоволнистая, линзовидно-вол- нистая	Симметричная волнистая		
3. Мощность слоев	1—7 м	1—1,5 м	0,2—2 м	250 см	2—30 см	3—20 см		
 4. Размер облом- ков (преобладаю- щий) 	0,5 см — 3 м редко до 30 м	25 см	0,2—20 см редко до 2 м	3 мм — 2 см	0,05 —0 ,2 мм	0,05—0,2 мм		
5. Сортировка	Плохая, характерно обилие глыб, пластовых отторженцев	Хорошая	Плохая, в основании пластов характерно обилие крупной гальки, глыб, пластовых отторженцев	Разная	Хоро	шая		
6. Форма и ока- танность обломков	Разнообразная, значи- тельное содержание пла- стовых отторженцев	Хорошо окатан- ная галька	. Г Разная		Средняя			
7. Количество связующего мате- риала	Разное, обычно обильное	Незначительное	Pa	зное	Незначит	ельное		
8. Характер гра- ниц	Нечетки	e	Нижняя резкая, с эрози- онными карманами, верх- ияя четкая	Нижняя резкая, неред- ко эрозионная, верхняя четкая	Четкие			

76

силе течения. Таким образом, придонные течения были непостоянны как по скорости, так и по времени. Оползание вызывалось относительно крутым склоном и землетрясениями.

Отложения зоны волнений на подводных поднятиях представлены песчаниками и алевролитами с симметричной слоистостью, которая формируется волнениями и является фациальным показателем глубины бассейна, так как волновые колебания воды отражаются на донном осадке от 0 до 200 м [2]. Значит, в морском бассейне возникали подводные поднятия, достигающие уровня базиса волн.

В заключение важно подчеркнуть, что прибрежно-морские отложения развиты в основании терригенной среднеордовикской толщи, преимущественно в южной части Селетинского синклинория. Морские же отложения встречаются в центральной и северной частях, а полная турбидитная модель была отмечена лишь в северной части синклинория, в районе пос. Бестюбе («Большая излучина»).

Влияние Степнякского вулканизма на осадконакопление в Селетинском бассейне. В терригенной толще среднего ордовика Селетинского синклинория выделяются два стратиграфических уровня, в которых присутствуют пирокластический материал и прослои туфов (туфо-песчаниковая ассоциация), свидетельствующие о синхронной вулканической активности Степнякской зоны, располагавшейся к северо-западу от бассейна осадконакопления.

Нижний уровень отмечен в отложениях центральной части синклинория (южнее пос. Селетинского). Связующая масса базального глыбового горизонта представлена тонкогоризонтально-слоистыми, часто с градационной слоистостью, мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, сильно гематитизированными, с прослойками мелкообломочных туфов основного состава. В отдельных случаях можно наблюдать осадочную брекчию, где слои разбиты мелкими конседиментационными трещинами, микросбросами, вплоть до потери первичной осадочной текстуры. Связующей массой осадочной брекчии является тефра, представленная обломками (около 2 мм) плагиоклаза основного состава, часто кристаллографической формы. Сочетание глыб подводно-оползневого происхождения, осадочных брекчий, прослоев пепловых туфов и значительное содержание гематита указывают на интенсивную вулканическую активность соседней с бассейном осадконакопления области, расположенной северозападнее Селетинской зоны.

Верхний уровень отмечается преимущественно в отложениях северной части синклинория (район пос. Бестюбе). Здесь преобладают прослои пепловых туфов с градационной слоистостью, которая представлена двумя разновидностями: прямой градационной и несимметричной маятниковой. По своим характеристикам эти текстуры сходны с аналогичными текстурами терригенных отложений, мощность пепловых прослоев 0,5-10 см. Осаждение пирокластического материала могло, вероятно, происходить как из водного потока, так и из атмосферы. Первое предположение подтверждается резкими эрозионными контактами пепловых прослоев с прямой градационной слоистостью (иногда видны заливы подстилающих алевропесчаников в перекрывающие их туфы), плохой сортировкой (размер обломков 0,5-2,5 мм) и окатанностью обломков в основании прослоя, незначительным содержанием связующей массы, значительным содержанием (до 50%) терригенной кластики, представленной известняками, карбонатизированными андезитами и андезитобазальтами (причем обломки пород окатаны лучше, чем обломки основных плагиоклазов). Вверх по слою обломки пород исчезают и преобладают обломки кристаллов плагиоклаза таблитчатой формы со значительным содержанием связующей массы. Нередко среди алевролитов, алевропесчаников встречаются рассеянные обломки и линзовидные скопления пирокластического плагиоклаза таблитчатой формы, вероятно, их осаждение происходило из атмосферы. Обращают на себя внимание текстуры «внедрения», которые развиты на границе пепловых туфов песчаной размерности и тонкого алевролитового материала в виде слабых вздутий, округлых бугристых масс, а также изогнутых, заостренных языков алевритового материала, выжимавшего под давлением туфогенного материала (пламенные текстуры) (см. фиг. 2). Подобные текстуры описаны в работе [5] и объясняются процессами осаждения более грубого материала на гидропластичный глинистый осадок. Сочетание текстур «внедрения» и волнистых текстур позволяет сделать вывод о том.



Фиг. 2. Детали строения туфопесчаниковой ассоциации (верхний уровень). Зарисовки с обнажения 1-туф гравийной размерности; 2-туфопесчаник; 3-туфоалевролит; 4-алевролит. ТВ-текстуры внедрения; типы слоистости (В-волнистая, Г-градационная, Л-линзовидная, МТ-маятниковая)

что пирокластический материал привносился придонными течениями и отлагался на слабоконсолидированном осадке.

Условия формирования среднеордовикской терригенной толщи. Все сказанное выше позволяет предположить, что Селетинский бассейн в ордовике представлял собой узкое батиальное море меридионального простирания (см. фиг. 1). Ширина бассейна (без учета покровных перемещений, размер которых в настоящее время трудно установить) около 100 км, протяженность не менее 300 км. К северо-западу от него располагались вулканы с эксплозивным и эффузивным типами деятельности. поставляющие андезитовую и андезито-базальтовую пирокластику как подводными потоками, так и через атмосферу. Значительное содержание глыб биогермных известняков и хорошо окатанной гальки, валунов в юго-западной части бассейна указывает на близость источника сноса, каковым являлось Ишкеольмесское молодое, тектонически активное поднятие, расположенное западнее. Оно имело, вероятно, хорошо развитую мелководную зону, где накапливались пляжные галечные накопления. Основной канал, вдоль которого поставлялся обломочный материал с Ишкеольмесского поднятия располагался на юго-западе Селетинского бассейна (р. Акжар). Это подтверждается присутствием там же отложений трех генетических типов, а именно пляжей, подводных оползней и обвалов, а также отложений проксимальных частей зерновых потоков. Их сочетание указывает на нестабильность морского бассейна. Море

временами отступало, что приводило к расширению мелководной прибрежной зоны и наоборот. По характеру распределения, мощностям, текстурно-структурным признакам прибрежно-морских и морских грубоо5ломочных накоплений, отлагающихся в пределах канала, он соответствует каньонно-веерной системе [7]. Как уже отмечалось выше, плохая окатанность и сортировка основной массы кластики, незначительное содержание связующей массы и относительная грубость материала объясняются, вероятно, обильным сносом с внутригеосинклинальных поднятий незрелого терригенного материала актокинетическими зерновыми потоками. Резкие контакты, эрозионные карманы — показатели большой эродирующей силы потока и хорошо выраженного склона. К северу прибрежно-морские грубообломочные отложения сменяются флишеподобными алевролито-песчаниковыми образованиями. Их текстурно-структурные признаки объясняются также отложением их из зерновых потоков, а преимущественно песчанистый размер обломков не позволяют говорить о глубоководных условиях осаждения.

Таким образом, в юго-западной части бассейна из поперечной каньонно-веерной системы зерновыми потоками (поперечные потоки) выносился галечный, песчанистый и алевритистый материал. Попадая в узкое меридионально-вытянутое море, поперечные потоки меняли свое направление с широтного на меридиональное и разносили далее на север более тонкий материал (продольные потоки). Значительна роль и придонных течений в разносе обломочного материала. Скорость их была разной, что нашло отражение в различном характере текстур. Дно морского бассейна было расчлененным, временами возникали мелководные участки, достигающие уровня базиса волн, это подтверждается также обилием осадочных брекчий, нижними эрозионными, часто оползневыми контактами песчаниковых и гравелитовых слоев.

Таким образом, можно предположить, что Селетинский флишоид формировался в пределах узкого меридионально вытянутого батиального моря. Основным источником обломочного материала являлось молодое тектонически активное Ишкеольмесское поднятие. В формировании терригенной среднеордовикской толщи участвовали как поперечные, так и продольные потоки, которые своим зарождением были обязаны высокой сейсмической активности западной вулканической области, откуда поступал и пирокластический материал. Отсутствие одновозрастных отложений к востоку от Селетинского бассейна (Ерементау-Ниязский антиклинорий) [4] связано, вероятно, с тем, что в среднеордовикское время эта область представляла собой подводное поднятие. По данным А. В. Рязанцева (МГУ, ЦКЭ), к востоку от Ерементау-Ниязского поднятия, в пределах Оленты-Шидертинского синклинория развиты аналогичные терригенные отложения среднего ордовика (еркебидаикская свита), а источник сноса располагался к востоку от области осадконакопления. Можно предположить, что в это время Селетинский и Оленты-Шидертинский прогибы представляли собой единый морской бассейн, внутри которого, вероятно, существовало внутрибассейновое подводное поднятие (Ерементау-Ниязское).

На примере Селетинского флишоида видно, насколько многообразны и сложны условия и механизмы осадконакопления терригенных толщ, и что в отдельных случаях в их формировании участвовали как продольные, так и поперечные автокинетические потоки.

Литература

- 1. Бабичев Е. А., Борисенок В. И., Великовская Э. М. и др. Геологическое строение и история развития Степнякского синклинория. В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977, с. 220-242.
- 2. Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. Тр. ГИН АН СССР. 1965, вып. 119. 259 с.
- 3. Никитин И. Ф. Ордовик Казахстана. Ч. І. Алма-Ата: Наука, 1972. 240 с. 4. Новикова М. З., Герасимова Н. А., Борисенок В. И. и др. Новые данные по стратиграфии раннегеосинклинальных вулканогенно-кремнистых толщ нижнего палео-

зоя Ишкеольмесского и Ерементау-Ниязского антиклинориев. В кн. Проблемы геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1980, с. 85—101.

- 5. Рейнек Г. Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981, 439 c.
- 6. Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. Тр. ГИН АН СССР, 1961, вып. 37. 352 с. 7. Хворова И. В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей.
- Аворова И. В. Герригенные обломочные отложения океанов и некоторых мореи. Литология и полез. ископаемые, 1978, № 4, с. 3—23.
 Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Золотарев Б. П. и др. Формации Сакмарского аллохтона.— Тр. ГИН АН СССР, 1978, вып. 311. 231 с.
 Шарданова Т. А. Глыбовые горизонты во флише среднего ордовика Селетинского синклинория.— Литология и полез. ископаемые, 1984, № 3, с. 116—121.
 Воита А. Н. Sedimentology of some flisch deposits; a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam New York: Elsevier, 1962. 168 p.

гин

Москва

Поступила в редакцию 2.IV.1984 УДК 550.4:551.31:551.763(575.18)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ СЕМЕЙСТВА Fe В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ МОРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА

ВАЛИЕВ Ю. Я., ПАЧ АДЖАНОВ Д. Н., АДАМЧ УК И. П., БУРИЧЕНКО Т. И.

Установлена тенденция накопления различных форм элементов семейства Fe (валовой, растворимой, средневзвешенной) от прибрежных фаций в глубь морского бассейна и к заливам и лагунам с повышенной соленостью.

На основании полученных данных делается вывод, что позднемеловой бассейн Таджикской депрессии был мелководным эпиконтинентальным морем с большими скоростями осадконакопления, в который поступал незрелый обломочный материал из близко расположенных областей питания.

Поведение следовых количеств элементов семейства Fe в осадочном процессе рассматривается в многочисленных работах [7, 8, 11—16 и др.]. Н. М. Страховым и его сотрудниками сравнительно-геохимическим методом были установлены основные закономерности распределения и формы нахождения элементов семейства Fe в древних и современных морских и океанических отложениях [2, 4, 5, 14—19]. Распределение этих элементов зависит от многих факторов: тектонического и климатического режима региона, форм миграции их в поверхностных водах, размеров бассейна седиментации, физико-химических и биологических процессов, происходящих в нем. Поведение элементов семейства Fe в осадочном процессе в основном определяется механической дифференциацией взвесей. Однако для Mn, Co, Ni и V важную роль играют и процессы химической дифференциации [12, 13, 21, 22].

Цель наших исследований заключалась в изучении закономерностей распределения элементов семейства Fe в верхнемеловых морских терригенных отложениях Гиссарского хребта и использовании геохимических данных, в комплексе с геологическими критериями, для палеогеографических реконструкций позднемелового осадконакопления Таджикской депрессии. В основу исследований положен фактический материал, собранный нами в течение 1975—1980 гг. Изучались образцы, отобранные послойно из десяти опорных разрезов южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Верхнемеловые отложения были расчленены детальным литолого-фациальным анализом по методике ГИН АН СССР [20].

Определение Fe, Mn и Ti производилось рентгенофлуоресцентным методом на приборе VRA-2 фирмы «Карл Цейс» (ГДР). Эмиссионно-спектральное определение Cr, Ni, Co, V проводилось на приборе ДФС-8 по методике, разработанной в Институте химии АН ТаджССР.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Верхнемеловые отложения Гиссарского хребта представлены сложнопостроенным полифациальным осадочным комплексом, сформировавшимся в эпиконтинентальном морском бассейне в аридных климатических условиях. В строении разрезов участвуют отложения сеномана, турона, коньяка, сантона, кампана и маастрихта, представленные чередующимися в разрезе гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, разнообразными известняками и гипсами⁴. Наиболее распространены глинистые породы, слагающие 60—80% мощности разрезов, песчаники составляют 15—20%, карбонатные породы 12—20 и гипсы 2—3%. Мощность отложений верхнего мела увеличивается от 220 (на северовостоке) до 900 м (на юго-западе).

Детальным литолого-фациальным анализом [20] по комплексу генетических признаков (гранулометрический состав, характер сортировки, текстурные особенности, органические остатки, минеральные включения, взаимоотношение отдельных генетических типов осадков между собой и их положение в разрезе и т. д.) в верхнемеловых отложениях установлено семь фациальных типов осадков, отнесенных к четырем макрофациям. Ниже приводится краткая характеристика выделенных фациальных типов осадков и условий их накопления.

I. Отложения макрофации полуизолированного прибрежного мелководья, в том числе заливов и лагун (МП), накапливались в периоды морской трансгрессии в различных участках прибрежного мелководья. Отложения макрофации включают две фации: 1) песчано-глинистых и карбонатных осадков полуизолированного прибрежного мелководья морского бассейна, в том числе прибрежной части заливов и лагун (МПП); 2) глинистых и глинисто-карбонатных осадков центральных частей заливов и лагун (МПК).

II. Отложения макрофации открытого подвижного мелководья морского бассейна (MM) накапливались в обширной зоне шельфа, включая подводную часть дельты, открытое побережье и далеко вдаваясь в глубь морского бассейна. Отложения макрофации включают две фации: 1) песчаных, песчано-глинистых и карбонатных осадков подвижного мелководья морского бассейна (ММП); 2) песчано-алеврито-глинистых и карбонатных осадков малоподвижного мелководья морского бассейна (МММ).

III. Отложения макрофации сравнительно удаленных от побережья участков морского бассейна (МУ) формировались в удаленных от побережья открытых участках морского бассейна в сравнительно глубоководных и гидродинамических спокойных условиях. Эта макрофация представлена одной фацией — глинисто-карбонатных осадков сравнительно удаленных от побережья участков морского бассейна (МУТ).

IV. Отложения макрофации прибрежного полуизолированного мелководья морского бассейна, в том числе заливов и лагун с повышенной соленостью морских вод (MC), накапливались в периоды регрессии морского бассейна в прибрежных мелководных условиях, а также заливах и лагунах, изолированных от моря. Осадкообразование шло за счет поступления терригенного материала с суши, а также из ресурсов осолоняющейся морской воды. Эта макрофация объединяет осадки двух фаций: 1) слабозагипсованных песчано-алевритовых и карбонатных осадков открытого заливно-лагунного прибрежного мелководья морского бассейна с повышенной соленостью вод (ЗСГ); 2) песчано-алевритовых и гипсоносных осадков частично изолированных заливов и лагун с повышенной соленостью вод (ЛСГ).

Среди песчано-гравийных пород исследуемого региона установлены полимиктовые, полимиктово-глауконитовые и известково-полимиктовые ассоциации [9]. Количество карбонатов в полимиктово-карбонатных песчаниках колеблется от 10 до 50%. Песчаники с содержанием карбонатов до 20% отнесены к слабокарбонатизированным разностям, от 20 до 50% — к сильнокарбонатизированным. По данным радиоспектроскопического анализа, рассеянные карбонаты в полимиктовых песчаниках представлены железистыми, железисто-кальциево-магниевыми и существенно кальциевыми минералами. Акцессорные минералы в песчаниках

¹ Известнякам и гипсам будет посвящена отдельная работа, поэтому в настоящей статье они не рассматриваются.

представлены гранатом, цирконом, рутилом, титаномагнетитом, лейкоксеном, турмалином, сфеном, апатитом, ставролитом и др.

Рентгеноструктурным анализом в пелитовой фракции глинистых пород установлены гидрослюда, каолинит, хлорит и смешанослойные образования, которые формируют трех- и четырехкомпонентные ассоциации: хлорит-каолинит-гидрослюдистую, хлорит-каолинит-гидрослюдистую с примесью (10-30%) смешанослойной фазы и смешанослойную гидрослюдисто-монтмориллонитовую ассоциацию с примесью каолинита и гидрослюды (20-30%). По генезису глинистые минералы являются аллотигенно-аутигенными. В распределении установленных ассоциаций глинистых минералов в фациальном профиле наблюдается определенная зональность. В прибрежно-морских фациях (ММП, МММ) в основном распространена хлорит-каолинит-гидрослюдистая ассоциация. реже встречается хлорит-каолинит-гидрослюдистая с примесью смешанослойных образований. В заливно-лагунных фациях (МПП, МПК) и сравнительно удаленных участков морского бассейна (МУТ) распространена каолинит-гидрослюдистая ассоциация с примесью смешанослойных образований. Смешанослойная гидрослюдисто-монтмориллонитовая ассоциация с примесью каолинита и гидрослюды в основном приурочена к осадкам заливно-лагунных фаций (ЗСГ, ЛСГ) с повышенной соленостью вод.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ СЕМЕЙСТВА ЖЕЛЕЗА В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ МОРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Применяя метод идеального профиля Н. М. Страхова [14] с некоторой детализацией, рассмотрим распределение элементов по типам пород в пределах отдельных фаций. Элементы семейства Fe по типам пород в пределах отдельных фаций распределяются неодинаково, подчиняясь в целом пестрому типу распределения (табл. 1). В отдельных фациях некоторые элементы (Fe, Ti) проявляют тенденцию к переходу от пестрого типа распределения к переходному с признаками упорядоченности, их содержания возрастают от песчаников к аргиллитам. Среди изученных элементов исключение составляет Mn. Во всех фациях аномальные его содержания обнаружены в песчаниках, особенно в сильнокарбонатизированных (см. табл. 1). Коэффициент корреляции г между содержанием Мп и CO₂ составляет +0,45 при n=69 ($r_{0,1}=0,2$). Для остальных элементов коэффициенты корреляции с СО2 незначимые, иногда отрицательные (г_{т1-со},=-0,45). Это хорошо видно при сравнении содержаний элементов в слабо- и сильнокарбонатизированных песчаниках (см. табл. 1). Высокие концентрации Мп в песчаниках связаны, очевидно, с диагенетическими процессами, приведшими к обогащению песчаников карбонатом марганца.

Пестрый тип распределения Mn, Cr, Ni, Co, V и пестрый с переходом к упорядоченной модификации Fe и Ti в исследуемых отложениях обусловлен физико-химическими процессами на водосборных площадях, обстановкой осадконакопления и формой поступления обломочного материала в бассейн седиментации. По данным Н. М. Страхова [14, 16], пестрый тип распределения с различными модификациями типичен как для континентальных, так и бассейновых отложений с полимиктовым составом. Последнее характерно и для верхнемелового седиментогенеза Таджикской депрессии, который является бассейновым с полимиктовым составом терригенных пород и специфическими ассоциациями глинистых минералов, чем, очевидно, и объясняется пестрый тип распределения Mn, Cr, Ni, Co, V. Аридные условия осадконакопления привели к преобладанию физического выветривания на водосборных площадях с подавлением химического. Областью сноса являлись близко расположенные к бассейну осадконакопления горные сооружения Туркестанского, Алайского и Зерафшанского хребтов. Размыву подвергались слабовыветрелые осадочно-метаморфические и гранитоидные породы палеозойского возраста [9].

Ł

6*

83

Таблица 1

Распределение	валовых	содержа	аний	элементо)B	семейства	Fe	110	типам	пород	В
	верхнем	еловых	отло	ожениях	Ги	ссарского	xpe6	бта			

Фация		Fe	Mn	Ti	Cr	Co	Ni	. v
мпп	1 2 3 4 5	1,45 (11) 1,56 (4) 3,30 (5) 4,76 (28) 4,30 (8)	411 (11) 1217 (7) 329 (6) 215 (29) 317 (8)	0,33 (12) 0,28 (6) 0,49 (5) 0,56 (28) 0,56 (7)	144 (9) 122 (5) 173 (6) 161 (38) 158 (10)	24 (10) 	36 (11) 37 (6) 37 (6) 48 (34) 37 (8)	84 (11) 64 (7) 79 (9) 89 (36) 107 (10)
мпқ	4 5	3,41 (9) 3,50 (2)	252 (9) 240 (2)	0,49 (9) 0,50 (2)	150 (5) 110 (1)	30 (11)	25 (6) 24 (1)	63 (8) 61 (2)
ммп	1 2 3 4 5	1,65 (21) 1,21 (21) 3,30 (3) 4,60 (8) 5,70 (3)	407 (20) 1324 (19) 515 (2) 227 (7) 238 (3)	$\begin{array}{c} 0,32 \ (15) \\ 0,16 \ (21) \\ 0,40 \ (3) \\ 0,52 \ (9) \\ 0,56 \ (3) \end{array}$	129 (17) 138 (7) 163 (4) 170 (9) 177 (3)	19 (12) 10 (15) 16 (3) 33 (11) 28 (3)	35 (6) 21 (16) 30 (2) 23 (4) 47 (3)	61 (20) 58 (17) 84 (4) 119 (12) 164 (5)
ммм	1 2 3 4 5	1,72 (6) 1,30 (5) 2,80 (4) 4,20 (25) 4,35 (10)	302 (5) 1192 (5) 295 (4) 289 (24) 259 (9)	0,36 (5) 0,23 (5) 0,50 (4) 0,51 (22) 0,58 (8)	166 (5) 113 (3) 120 (3) 167 (33) 152 (12)	18 (4) 11 (5) 18 (3) 24 (35) 32 (12)	37 (2) 24 (7) 21 (5) 27 (29) 29 (8)	69 (3) 61 (7) 140 (4) 94 (30) 103 (12)
мут	3 4 5	4,03 (31) 4,05 (11)	232 (2) 221 (30) 288 (10)	0,51 (27) 0,53 (10)	140 (1) 163 (37) 149 (8)	 16 (47) 17 (12)	33 (2) 34 (40) 41 (11)	92 (2) 105 (42) 101 (11)
ЗСГ	1 2 3 4 5	$\begin{array}{c} 0,76(7)\\ 0,70(1)\\ 2,60(2)\\ 4,00(7)\\ 4,28(4) \end{array}$	183 (6) 455 (2) 110 (2) 236 (7) 378 (4)	0,31 (5) 0,18 (2) 0,38 (2) 0,47 (7) 0,50 (4)	113 (4) 140 (2) 158 (5) 115 (4)	13 (4) 16 (2) 15 (8) 10 (3)	15 (6) 17 (1) 20 (2) 30 (9) 29 (4)	77 (5) 42 (2) 25 (1) 140 (8) 91 (4)
ЛСГ	1 2 4 5	1,65 (2) 1,04 (1) 4,96 (5) 5,50 (2)	325 (2) 890 (1) 243 (5) —	$\begin{array}{c} 0,31(2)\\ 0,29(1)\\ 0,62(2)\\ 0,62(2) \end{array}$	145 (2) 133 (4) 123 (4)		36 (1) 24 (5) 48 (3)	102 (3) 152 (5) 84 (3)

Примечание. В графе «фация» цифрами показаны типы пород: 1 — песчаники слабокарбонатизированные, 2 — сильнокарбонатизированные, 3 — алевролиты крупнозернистые, 4 — мелкозернистые, 5 — аргиллиты. Содержания Fe, Ti приведены в процентах, остальных элементов — в граммах на тонну. Цифры в скобках число анализов. Прочерк означает, что элемент не обнаружен.

Исследуемые элементы в позднемеловой бассейн осадконакопления привносились в основном в составе взвешенного грубозернистого плохо сортированного материала и в подчиненном количестве в виде растворов. На это указывает полимиктовый состав осадков и пестрый тип распределения подавляющей части исследуемых элементов, а также установленные парагенетические ассоциации элементов по корреляционным зависимостям в песчаниках:

Гi	 +0,44	20 + 0,20	₿_Ni →	+0,10	Cr
			V		
		+0,36	— v -	+0,21	-

Более тесные положительные связи между Fe—Ti (n=87), Fe—Co (n=25), Co—V (n=25), V—Ni (n=25), Co—Ni (n=25), Cr—V (n=63)и слабые связи между Cr—Ni (n=51), Mn—Co (n=25), а также отрицательные связи между остальными элементами (при $r_{0,1}$ от 0,17 до 0,32) указывают на различные формы нахождения элементов в песчаниках. Такие элементы, как Ti, Cr, V, Ni, Co связаны в песчаниках с обломочными минералами — алюмосиликатами, слюдами, акцессорными минералами. Частично они связаны и со вторичными минералами — гидроокислами железа, глауконитом и др. Во всех указанных минералах они изоморфно замещают кристаллохимически близкие им Fe, Al и Mg. Основная часть валового содержания Mn в песчаниках связана с карбонатными минералами, на что указывают обратные корреляционные связи между Мп и всеми остальными элементами ($r_{\text{Mn-Me}} = -0,06 = 0,33$, $r_{e,i} = 0,17 = 0,32$, n = 25 = 87).

В значительных количествах Fe и Mn и сопутствующие им Ti, Cr, Ni, V, Co привносились в бассейн осадконакопления в составе поглощенного комплекса глинистых пород и в виде гидратированных окислов. На это указывает обогащенность более тонкозернистых пород (алевролитов и аргиллитов) Fe и Ti, в отдельных фациях — Mn, Cr, Ni, V (см. табл. 1). В результате корреляционного анализа элементов в аргиллитах обнаружено:



Значимая положительная связь установлена между Ti—V, Cr—Ni, Cr—V (при n=42, $r_{0,1}=26$) и слабые незначимые связи между Fe—Ti, Mn=Ni, Ni—Co (при n от 19 до 40, $r_{0,1}=0,26-0,36$) и отрицательные связи между остальными элементами. Это указывает на различные формы нахождения элементов в глинистых породах. Основная часть элементов в аргиллитах, по-видимому, связана с глинистыми минералами — гидрослюдой, монтмориллонитом, хлоритом и каолинитом, где они могут изоморфно входить в структуру глинистых минералов, замещая кристаллохимически близкие им Fe, Al и Mg. Определенная доля элементов присутствует, очевидно, и в виде адсорбированного комплекса. Отсутствие положительной корреляции Fe, Ti, Mn с остальными элементами в ряде случаев указывает на присутствие значительной доли Fe, Ti, Mn в аргиллитах и в виде тонкодисперсных свободных окислов.

Многочисленными исследованиями установлено увеличение содержаний элементов семейства Fe—Mn, Ni, Co от пресноводных отложений к морским [12, 13, 21, 22 и др.]. Некоторые исследователи объясняют это особенностями гидрохимического режима осадкообразования и предлагают использовать эту закономерность для палеореконструкций среды седиментации [21, 22].

Н. М. Страхов [19], используя метод абсолютных масс, применительно к океаническим осадкам показал, что причиной такого распределения элементов является механическое фракционирование автохтонных и аллохтонных взвесей за счет гидродинамического режима бассейнов.

Рассмотрим закономерности распределения элементов семейства Fe в осадках различных фаций исследуемого региона. Результаты анализа показывают, что элементы семейства Fe в фациальном профиле по типам пород распределяются по-разному (фиг. 1, см. табл. 1). Обнаружены два явно выраженных максимума повышенных содержаний Fe, Cr, Ti, V в алевролитах и аргиллитах прибрежно-морской (ММП) и заливно-лагунной солоноводной (ЛСГ) фаций. Содержания Co и Ni обнаруживают незначительные колебания по фациям и распределены относительно равномерно. Количество Mn в аргиллитах постепенно возрастает от прибрежно-морских фаций (ММП) в глубь морского бассейна (МУТ) и далее к заливно-лагунным солоноводным осадкам (ЗСГ).

Наблюдается отчетливое и закономерное увеличение средневзвешенных² содержаний Fe, Ti, Cr, Mn и V от прибрежно-морских отложений в глубь бассейна и далее к заливно-лагунным солоноводным осадкам (фиг. 2, A, табл. 2). Средневзвешенные содержания Со и Ni в фациальном профиле распространены относительно равномерно. Аномальные содержания Mn в прибрежно-морских осадках, как уже было сказано выше, связаны со значительной примесью в них карбонатных минералов. Причина такого распределения исследуемых элементов кроется, очевидно, в гранулометрической сортировке материала, приуроченности

² Средневзвешенные содержания элементов в фациях рассчитывались с учетом распространенности литологических типов пород.



Фиг. 1. Распределение элементов семейства Fe в различных типах пород в зависимости от фациальной обстановки (A — мелкозернистые алевролиты, Б — аргиллиты)

определенных элементов к различным фракциям пород в разных формах их нахождения.

Распределение элементов по гранулометрическим фракциям неравномерно (табл. 3). Для Fe характерно четкое и закономерное увеличение содержаний во всех фациях от песчаной фракции (>0,1 мм) к тонкопелитовой (<0,001 мм). Остальные элементы (Mn, Ti, Cr, Co, Ni) проявляют тенденцию к накоплению в грубопелитовой фракции (0,01— 0,001 мм). Следовательно, за исключением Fe, роль носителя Mn, Ti, Cr, V, Ni и Co наряду с глинистыми минералами играют также обломочные и акцессорные минералы. Это хорошо видно из сопоставления баланса содержаний элементов по фракциям глинистых пород (табл. 4). Так, в прибрежно-морских фациях (МПП, ММП) 50% от валового содержания элементов семейства Fe приходится на долю песчано-алевритовой фрак-

Таблица 2

Распределение средневзвешенных содержаний элементов семейства Fe в верхнемеловых отложениях Гиссарского хребта

Фация	Fe	Мп	Ti	Cr	Co	NI	v
МПП МПК ММП ММЛ МУТ ЭСГ ЛСГ	$\begin{array}{c} 3,67~(56)\\ 3,40~(11)\\ 2,20~(56)\\ 3,53~(50)\\ 4,03~(42)\\ 2,68~(13)\\ 5,01~(10) \end{array}$	458 (52) 250 (11) 618 (51) 403 (47) 238 (42) 257 (21) 344 (8)	$\begin{array}{c} 0,50\ (58)\\ 0,49\ (11)\\ 0,31\ (51)\\ 0,48\ (44)\\ 0,51\ (37)\\ 0,40\ (20)\\ 0,46\ (10) \end{array}$	156 (68) 133 (6) 137 (40) 152 (56) 160 (46) 132 (15) 131 (10)	20 (74) 30 (12) 22 (41) 24 (47) 16 (59) 14 (18)	43 (65) 25 (7) 32 (31) 27 (51) 35 (53) 26 (22) 33 (9)	88 (73) 41 (11) 83 (58) 94 (56) 104 (55) 99 (20) 120 (11)

Примечание. Цифры в скобках — число анализов; прочерк — элемент не обнаружен. Содержания Fe и Ti приведены в процентах, остальных элементов — в граммах на тонну.



Фиг. 2. Распределение средневзвешенных содержаний элементов семейства Fe (A) и подвижных форм (B) в верхнемеловых отложениях в зависимости от фациальной обстановки. Мр — относительное содержание растворимой формы элемента

ции. В то же время отчетливо наблюдается тенденция накопления всех элементов в пелитовой фракции с усилением сортировки материала. Ті и Сг в гранулометрических фракциях глинистых пород распределяются закономерно по фациям, их содержание примерно совпадает с количеством самой фракции. Так, содержание Ті в фации МММ во фракции >0.1 мм составляет 3,33%, количество фракции 5,1%, во фракции 0,1-0,01 мм — 33,8%, количество фракции 34,6%, во фракции 0,01 — 0,001 мм — 41,1 %, количество фракции 31,5 %, во фракции <0,001 мм — 26,6%, количество фракции 25%. Такая же закономерность наблюдается и в остальных фациях (см. табл. 4). Fe, Mn, Co, Ni и V обнаруживают некоторый сдвиг повышенных их содержаний в сторону грубопелитовой и тонкопелитовой фракций. Содержание элементов в этих фракциях возрастает от прибрежных фаций в глубь морского бассейна и достигает максимума в заливно-лагунных солоноводных осадках (см. табл. 4). При этом какой-либо зависимости содержания элементов от минерального состава самой пелитовой фракции не обнаружено. Очевидно, некоторое увеличение содержаний элементов в пелитовой фракции пород от пребрежных фаций в глубь бассейна и к заливно-лагунным солоноводным осадкам объясняется усилением в этом направлении сортировки самого пелитового материала и возрастанием его сорбционной. емкости. Аналогичные закономерности распределения элементов семейства Fe и элементов гидролизатов были установлены Н. М. Страховым и др. [10, 19] в современных морских и океанических осадках.

Таблица З

Распределение	элементов	семейства	Fe	B	гранулометрических	фракциях	глинистых	пород
		верхнего	ме	ла	Гиссарского хребта			

		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·						
Фация	Фракция, мм	Fe	Mn	Ti	Cr	Co	Ni	v
мпп	$\begin{vmatrix} >0,1\\0,1-0,01\\0,01-0,001\\<0,001 \end{vmatrix}$	0,57 (2) 2,26 (11) 4,54 (8) 6,91 (9)	70 (2) 182 (11) 240 (8) 230 (10)	0,25 (2) 0,47 (11) 0,63 (8) 0,55 (9)	100 (2) 120 (8) 145 (11) 124 (11)		11 (2) 24 (8) 44 (11) 36 (11)	30 (2) 84 (8) 125 (11) 100 (11)
ммп	$\begin{vmatrix} >0,1\\0,1-0,01\\0,01-0,001\\<0,001 \end{vmatrix}$	0,72 (1) 3,54 (1) 4,18 (4) 6,05 (4)	75 (1) 235 (1) 239 (4) 215 (4)	0,45 (1) 0,70 (1) 0,68 (4) 0,55 (4)	 120 (2) 145 (2)	 13 (2)		 72 (2) 153 (2)
ммм	$\begin{array}{c} >0,1\\ 0,1-0,01\\ 0,01-0,001\\ <0,001\end{array}$	0,56 (1) 2,29 (11) 3,49 (12) 6,30 (6)	103 (1) 156 (10) 222 (12) 230 (6)	0,30(1) 0,45(11) 0,60(12) 0,48(6)	115 (2) 119 (13) 154 (10) 131 (7)	10 (13) 13 (10) 10 (7)	15 (2) 36 (13) 47 (10) 35 (7)	24 (2) 120 (13) 151 (10) 160 (7)
мут	$\begin{array}{c} >0,1\\ 0,1-0,01\\ 0,01-0,001\\ <0,001 \end{array}$	2,59 (7) 4,01 (11) 6,66 (9)	151 (6) 224 (10) 219 (9)	0,50 (7) 0,68 (11) 0,57 (9)	 142 (8) 138 (13) 122 (9)	16 (8) 13 (13) —	51 (8) 61 (13) 31 (9)	180 (8) 135 (13) 132 (9)
ЗСГ	>0,10,1-0,010,01-0,001<0,001	1,69 (2) 4,51 (3) 6,67 (4)	145 (2) 289 (3) 239 (4)	0,43 (2) 0,62 (3) 0,55 (4)		 24 (2)	24 (2) 46 (2) 33 (3)	180 (2) 290 (2) 210 (3)
ЛСГ	>0,10,1-0,010,01-0,001<0,001	0,26 (1) 3,92 (2) 6,89	39 (1) 243 (2) 243 (3)	0,55 (1) 0,64 (2) 0,60 (3)	100 (2) 230 (2) 110 (3)	24 (2) 17 (2)	30 (2) 57 (2) 24 (3)	36 (2) 150 (2) 110 (3)

Примецание. Цифры в скобках — число анализов; прочерк означает отсутствие анализа из-за недостаточного количества фракции. Содержания Fe и Ti приведены в процентах, остальных элементов — в граммах на тонну.

Таблица 4

Фация	Фракция, мм	Fe	Mn	Ті	Cr	Co	Ni	v	Содержание фракции, %	Раствори- мый оста- ток, %
мпп	>0,10,1-0,010,01-0,001<0,001	1,10 22,6 34,8 52,3	2,70 36,1 36,5 34,5	3,67 35,7 36,7 31,6	5,66 35,1 32,6 27,4	40,2 25,7 25,3	2,66 29,5 41,6 33,5	2,44 35,3 40,3 32,0	$6,9 \\ 35,7 \\ 27,4 \\ 27,0$	3,0
ммп	>0,1 0,1-0,01 0,01-0,001 <0,001	3,99 19,6 35,9 43,6	7,89 24,6 38,9 29,4	15,3 23,7 35,8 24,3	 28,3 28,7	 	 26,8 30,5		$20,1 \\ 20,0 \\ 31,1 \\ 26,1$	3,0
ммм	>0,1 0,10,01 0,010,001 <0,001	0,90 25,1 34,8 49,8	2,95 30,3 39,3 32,3	3,33 33,8 41,1 26,1	4,51 31,7 37,3 25,2	31,5 37,2 22,7	$2,32 \\ 37,7 \\ 44,9 \\ 26,5$	1,07 36,4 41,7 35,1	5,1 34,6 31,5 25,0	3,8
мут	>0,10,1-0,010,01-0,001<0,001	 29,7 44,6	 22,0 37,0 32,7	 24,8 38,3 29,1	30,5 33,7 26,9	30,7 28,3	30,6 41,6 19,1	43,8 29,6 26,2	$3,5 \\ 28,8 \\ 32,7 \\ 29,6$	5,4
ЗСГ	>0,10,1-0,010,01-0,001<0,001	10,7 28,6 57,8	17,6 31,1 39,7	22,1 31,3 38,6	24,3 31,2 35,5			21,6 34,7 34,4	6,7 27,2 27,2 37,2 37,2	1,7
ЛСГ	>0,10,1-0,010,01-0,001<0,001	0,89 35,4 67,4	2,7 	11,5 35,5 36,1	8,5 52,1 27,0	15,0 28,3 -	10,1 51,3 23,4	4,55 	12,5 15,0 33,3 36,1	3,1

Баланс содержаний элементов семейства Fe в различных гранулометрических фракциях глинистых пород верхнего мела Гиссарского хребта (в процентах от валового содержания)

Примечание. Прочерк означает отсутствие анализа.

Фания анали-			Fe		Mn			Ti			Cr		Co			Ni			v			
Фация	анали- зов	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
мпп	36	4,12	$\frac{3,40}{82,4}$	$\frac{0,76}{17,6}$	290	$\frac{100}{34,5}$	$\frac{190}{65,5}$	0,54	$\frac{0,51}{94,4}$	$\frac{0,03}{5,6}$	160	$\frac{154}{96,3}$	<u>6</u> 3,7	23	$\frac{17}{23,9}$	$\frac{6}{26,1}$	43	$\frac{27}{62,8}$	$\frac{16}{37,2}$	98	87 88,8	$\frac{11}{11,2}$
МПК	11	3,46	$\frac{2,92}{84,5}$	$\frac{0,54}{15,5}$	250	$\frac{100}{41,1}$	$\frac{150}{58,9}$	0,49	$\frac{0,45}{91,8}$	$\underbrace{\overset{0,04}{8,2}}$	15 0	$\frac{150}{100}$	_	30	$\frac{30}{100}$	_	25	<u>23</u> 92	$\frac{2}{8,0}$	63	$\frac{63}{100}$	-
ммп	14	4,53	$\frac{3,56}{78,7}$	$\frac{0,97}{21,3}$	330	<u>110</u> 33,3	$\frac{220}{66,7}$	0,49	$\frac{0,48}{98,0}$	$\frac{0,01}{2}$.	170	$\frac{159}{93,5}$	$\frac{11}{6,5}$	28	$\frac{27}{96,4}$	$\frac{1}{3,6}$	39	$\frac{35}{89,7}$	$\frac{4}{10,3}$	142	$\frac{120}{84,5}$	$\frac{22}{15,5}$
МММ	39	3,78	$\frac{3,08}{81,5}$	$\frac{0,70}{18,5}$	280	$\frac{100}{36,3}$	$\frac{180}{63,7}$	0,53	$\frac{0,50}{94,3}$	$\frac{0,03}{5,7}$	155	$\frac{136}{87,7}$	$\frac{19}{12,3}$	28	$\frac{19}{67,9}$	$\frac{9}{32,1}$	2 6	$\frac{20}{76,9}$	$\frac{6}{23,1}$	98	<u>88</u> 89,8	$\frac{10}{10,2}$
мут	42	4,04	$\frac{3,07}{76}$	$\frac{0,97}{24}$	250	$\frac{110}{44,1}$	$\frac{140}{55,9}$	0,52	$\tfrac{0,50}{96,2}$	$\frac{0,02}{3,8}$	156	$\frac{143}{91,7}$	$\frac{13}{8,3}$	16	$\frac{13}{81,3}$	$\frac{3}{18,7}$	37	$\frac{30}{81,1}$	$\frac{7}{18,9}$	103	$\frac{74}{71,8}$	$\frac{29}{28,2}$
ЗСГ	13	3,63	$\frac{3,00}{82,6}$	$\frac{0,63}{17,4}$	24 0	$\frac{110}{44,0}$	$\frac{130}{56,0}$	0,45	$\underbrace{\frac{0,42}{93,3}}$	$\frac{0,03}{6,7}$	149	$\frac{131}{87,9}$	$\frac{18}{12,1}$	15	$\frac{15}{100}$	-	26	$\frac{19}{73,1}$	$\frac{7}{26,9}$	140	$\frac{130}{92,9}$	$\frac{10}{7,1}$
ЛСГ	7	5,23	$\frac{4,73}{90,6}$	$\frac{0,50}{9,4}$	240	$\frac{120}{50,0}$	$\frac{120}{50,0}$	0,55	$\frac{0,53}{96,4}$	$\frac{0,02}{3,6}$	133	$\frac{130}{97,7}$	$\frac{3}{2,3}$		—	-	_	$\frac{19}{52,8}$	$\frac{17}{47,2}$		$\frac{77}{65,3}$	$\frac{41}{34,7}$
Среднее			· 82	18		40	60		95	5		92	8		- 80	20		75	25		82	18

Распределение различных форм элементов семейства Fe в верхнемеловых отложениях Гиссарского хребта

Примечание. 1 — валовое содержание элемента; 2 — содержание элемента в нерастворимом остатке; 3 — содержание растворимой формы элемента (в 5%-ной HCl). В числителе — содержание элемента (Fe и Ti – в процентах, остальные элементы — в граммах на топну), а в знаменателе — процентные содержания элемента от его валового количества.

Таблица 5

Сдвиг повышенных содержаний элементов семейства Fe в пелитовой фракции Н. М. Страхов объясняет дополнительным переходом их под действием биоса из взвеси в растворимую форму и фиксацией на тонкой фракции. Таким образом, два максимума содержаний Fe, Ti, Cr и V в фациальном профиле алевролитов и аргиллитов обусловлены гранулометрической сортировкой материала. Высокие содержания Fe, Ti, Сг. У в пребрежно-морских фациях связаны с присутствием их в алевропелитовой фракции в составе обломочных алюмосиликатов и акцессорных минералов и более слабой отсортированностью прибрежно-морских глинистых пород по сравнению с осадками более удаленных частей морского бассейна (см. табл. 1). Повышенные содержания указанных элементов в заливно-лагунных солоноводных отложениях обусловлены сдвигом абсолютных количеств элементов в пелитовую фракцию и большей отсортированностью осадков. Особенно ярко эта картина выражена для Fe. Mn и менее отчетливо для Co, Ni, V. Увеличение количества этих элементов в пелитовой фракции объясняется ролью биоса, а также, по-видимому, коагуляцией и выпадением гидроокислов Fe и Mn, соосаждением на них Co, Ni и V в зоне смешения пресных вод с морскими и выносом их в составе тонкопелитового материала в удаленные участки морского бассейна, заливы, лагуны.

Для выяснения роли сорбционных процессов в накоплении элементов глинистыми минералами и химически осажденных форм в виде гидроокислов, карбонатов и т. д. применяются различные вытяжки [3, 4].

Нами для извлечения подвижных форм (ПФ) элементов в глинистых породах применялся 5%-ный раствор HCl. Как показывают результаты анализа, количество ПФ элементов колеблется в широких пределах (табл. 5, фиг. 2, Б). Наибольшее их количество в глинистых породах установлено для Мп и составляет 50-66,7% от его общего содержания. При этом максимум ПФ приходится на прибрежно-морскую фацию (ММП). Незначительную роль ПФ играет в балансе Ті (от 2 до 8.2%) и Сг (от 3,7 до 12,3%). Количество ПФ Fe, Со, Ni и V варьирует от 3,6 до 47,2%. Какой-либо четкой зависимости содержаний ПФ элементов от условий осадкообразований установить не удается. Колебание их содержаний в различных фациях зависит от гранулометрического состава осадков. В общем (за исключением Mn) наблюдается некоторая тенденция увеличения количества ПФ Fe, Co, Ni и V от прибрежных фаций в глубь бассейна и далее (Ni и V) к заливно-лагунным солоноводным осадкам. Количество железа возрастает (табл. 1) от прибрежных фаций в глубь бассейна и далее к заливам и лагунам с повышенной соленостью. С этим, очевидно, связаны повышенные содержания ПФ Со, Ni и V в глинистых породах удаленных частей морского бассейна, заливах и лагунах, где они адсорбируются и соосаждаются с гидроокислами Fe. Несколько повышенное содержание ПФ Мп в прибрежно-морской фации (ММП) следует объяснять присутствием его свободных гидроокислов, так как в глинистых породах указанной фации количество карбонатов незначительно (<3%).

Если ПФ элементов считаты возникшими в самом водоеме в результате химических и биологических процессов и их количество взять за меру миграционной способности, то элементы семейства Fe по фациям в верхнемеловом бассейне седиментации образуют следующие ряды (ПФ, отн.%):

ММП	Сг	<ti< th=""><th><fe< th=""><th><v< th=""><th><co< th=""><th><ni< th=""><th><mn< th=""></mn<></th></ni<></th></co<></th></v<></th></fe<></th></ti<>	<fe< th=""><th><v< th=""><th><co< th=""><th><ni< th=""><th><mn< th=""></mn<></th></ni<></th></co<></th></v<></th></fe<>	<v< th=""><th><co< th=""><th><ni< th=""><th><mn< th=""></mn<></th></ni<></th></co<></th></v<>	<co< th=""><th><ni< th=""><th><mn< th=""></mn<></th></ni<></th></co<>	<ni< th=""><th><mn< th=""></mn<></th></ni<>	<mn< th=""></mn<>
	3,7	5,6	17,6	17,8	26,1	37,2	65,5
МПК	Ti	< Ni	< Fe	< Mn			
	8,0	8,2	15,5	58,9			
ММП	Ti	<c0< td=""><td><cr</c</td><td><ni< td=""><td><v< td=""><td>< Fe</td><td>< Mn</td></v<></td></ni<></td></c0<>	<cr</c	<ni< td=""><td><v< td=""><td>< Fe</td><td>< Mn</td></v<></td></ni<>	<v< td=""><td>< Fe</td><td>< Mn</td></v<>	< Fe	< Mn
	2,0	3,6	6,5	10,3	15,5	21,3	66,7
MMM	Ti	< V	<Cr	<fe< td=""><td><ni< td=""><td><c0< td=""><td>< Mn</td></c0<></td></ni<></td></fe<>	<ni< td=""><td><c0< td=""><td>< Mn</td></c0<></td></ni<>	<c0< td=""><td>< Mn</td></c0<>	< Mn
	5,7	10,2	12,3	18,5	23,1	32,1	63,7
мут	Тi	<cr< td=""><td>< Co</td><td><ni< td=""><td><fe< td=""><td>< V</td><td>< Mn</td></fe<></td></ni<></td></cr<>	< Co	<ni< td=""><td><fe< td=""><td>< V</td><td>< Mn</td></fe<></td></ni<>	<fe< td=""><td>< V</td><td>< Mn</td></fe<>	< V	< Mn
	3,8	8,3	18,7	18,9	24,0	28,5	55,9

ЗСГ	Ti	< V	< Cr	< Fe	<ni< th=""><th>< Mn</th></ni<>	< Mn
	6,7	7,1	12,1	17,4	26,5	56,0
ЛСГ	Сг	< Ti	⊢Fe	< V	< Mn	
	2,3	3,6	9,4	34,7	50,2	

Более подвижные Mn, Co, Ni во всех фациях занимают правую часть рядов, а относительно инертные Ti, Cr, Fe и V — левую часть. В распределении таких элементов, как Ni и Co, наблюдается некоторое отклонение. В отдельных фациях (ММП, МПК, МУТ) они меняются местами и обнаруживают некоторую инертность. Это, очевидно, связано с нахождением их в структуре глинистых, обломочных и акцессорных минералов в жестко закрепленной форме. В целом миграционный ряд элементов для верхнемелового бассейна по усредненным данным имеет строго закономерный вид:

почти идентичный ряду геохимической подвижности, построенному по данным ПФ элементов для современных океанических осадков [19].

Fe	< Cr	< V	< Co	< Ni	< Mn
3,1	8,6	16	73	77	87

Разница заключается только в том, что инертные элементы Fe и V поменялись местами. Резкие различия наблюдаются при сравнении содержаний ПФ. Если такие инертные элементы, как Ti, Cr, V показывают по количеству ПФ согласованное распределение, то распределение подвижных элементов (Mn, Co, Ni) резко различается. Количество ПФ Ni и Co в океанических осадках в 3—4 раза больше, чем в осадках верхнемелового палеоводоема. Это связано с большим сдвигом ПФ элементов Co, Ni и Mn в океанах от прибрежной полосы в пелагиаль по сравнению с морскими водоемами краевого и внутриконтинентального типа с меньшими акваториями.

Таким образом, элементы семейства Fe в отложениях верхнемелового палеоводоема обнаруживают закономерное распределение их различных форм в зависимости от фациальной обстановки, гранулометрической сортировки материала и вещественного состава осадков. В целом установлена тенденция накопления элементов семейства Fe от прибрежно-морских отложений в глубь морского бассейна, а также к заливам и лагунам.

Для установления фоновых содержаний элементов в верхнемеловых морских отложениях Гиссарского хребта рассчитывались средние содержания Fe, Ti, Cr, Mn, Co, Ni, V для основных типов осадочных пород песчаников, алевролитов и аргиллитов (табл. 6). Содержания элемен-

Таблица б

Фация	Отложения	Fe	Mn	Ti	Cr	ŝ	Ni	v
К ₂ , Гиссарский хребет	Песчаники	1,35	720	0,25	139 (63)	20	33 (51)	70
	Алевролиты	4,15 (130)	252	0,50 (127)	158	21 (56)	43 (150)	89
	Аргиллиты	4,37 (40)	284	0,51	147	18 (19)	50 (43)	90 (48)
Тихий океан [19]	Красные глины	5.47	7000	ò.57	74	79	222	113
Охотское море [19]	Глинистые илы	3.19	1000	0.29	45	6	45	110
Японское море [19]	»	4.0	1000	0.44	49.2	_	28.2	107.7
Кларки по [1]	Песчаники	0,98	_	0.15	35	0.3	2	20
•••	Глины	4,72	8500	0,46	90	19	68	130

Средние содержания элементов семейства Fe в главных типах пород верхнего мела Гиссарского хребта и их сравнение с современными морскими, океаническими осадками и кларками для различных типов пород

Примечание. Цифры в скобках — число анализов; прочерк означает отсутствие анализа. Содержание Fe и Ti приведены в процентах, остальных элементов — в граммах на тонну.

тов семейства Fe в глинистых породах исследуемого региона близки ... кларковым их содержаниям в глинах и почти совпадают со средними содержаниями их в илах Японского и Охотского морей и несколько занижены по сравнению с илами Тихого океана [1, 19]. Содержания элементов в песчаниках региона повышены относительно их кларков. Это обусловлено полимиктовым составом песчаников региона и присутствием в них значительных количеств глауконита. Высокие содержания Мп связаны с присутствием карбонатов. Более низкие содержания Мп, Ni, Со в глинистых породах исследуемого региона по сравнению с океаническими илами связаны с тем, что позднемеловой бассейн Таджикской депрессии был типичным эпиконтинентальным мелководным морем, схожим с современными краевыми морями. На это указывают полимиктовый состав терригенно-минеральных ассоциаций, специфичность accoциаций глинистых минералов и пестрый тип распределения элементов семейства Fe.

Литература

- 1. Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1970, с. 54—56. 2. Волков И. И., Соколов В. С., Соколова Е. Г., Пилипчук М. Ф. Редкие и рассеян-
- ные элементы в осадках северо-западной части Тихого океана. -- Литология и полез. ископаемые. 1974, № 2, с. 3-20.
- 3. Волков И. И., Соколов В. С., Фомина Л. С. Реакционноспособные формы элемен-тов в осадках Трансокеанского профиля.— В кн.: Геохимия диагенеза осадков Тихого океана. М.: Недра, 1980, с. 6-17.
- 4. 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 Мек-
- сики. Литология и полез. ископаемые, 1975, № 5, с. 16—27. 5. Глаголева М. А. Элементы железо-марганцевой группы. В кн: Литология и гео-химия осадков Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 143—186. 6. Залманзон Э. С., Страхов Н. М. Задачи химического изучения осадочных пород и
- принципы их рационального анализа. В кн.: Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, Т. 2. 1957, с. 5-15.
- 7. Краускопф К. П. Осадочные месторождения редких металлов. В кн.: Проблемы
- рудных месторождений. М.: Изд-во иностр. лит. 1959, с. 388—432. 8. Катченков С. М. К характеристике условий осадконакопления по рассеянным хи-мическим элементам.— Тр. ВНИГРИ, 1961, вып. 174, № 7, с. 109—173.
- 9. Камалов Я. К., Юртаев Ю. С. Литолого-геохимические и фациально-палеогеографические особенности верхнемеловых отложений Таджикской депрессии. Ташкент:
- Фан, 1975, с. 39—50. 10. Лисицына Н. А., Дворецкая О. А., Пушкина З. В., Черкасова Е. В. Распределение элементов гидролизатов (Al, Ti, Zn, Ga, Nb, Ta) в осадках северо-западной котло-вины Тихого океана.— Литология и полез. ископаемые, 1973, № 6, с. 3—20.
- 11. Мигдисов А. А. Геохимия Ті в гумидном бассейне осадконакопления. В кн.: Хи-
- или земной коры. Том 1. М.: Наука, 1963, с. 336—351. 12. Ронов А. Б., Ермишкина А. И. Распределение М в осадочных породах.— Геохимия, 1959, № 3, с. 206—225.
- 13. Ронов А. Б., Малюга Д. П., Макарова А. И. Распределение малых количеств Со,
- 10. Голов Л. Б., Малоса Д. П., Макарова Л. П. Гаспределение малых количеств Со, Ni и Си в глинах Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1955, т. 105, № 1.
 14. Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалео-зойских отложений гумидного типа.— Тр. ГИН АН СССР, 1959, вып. 23, с. 21—180.
 15. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
 16. Страхов Н. М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах.— В кн.: Гео-химия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1969, с. 102—133.
 17. Страхов Н. М. Белова, И В Газголева М. А. Либиенко И Ю. Распределение и
- 17. Страхов Н. М., Белова И. В., Глаголева М. А., Лубченко И. Ю. Распределение и
- формы нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских отложений.— Литология и полез. ископаемые, 1971, № 2, с. 3—31. 18. Страхов Н. М., Волков И. И., Лисицыка Н. А. К познанию механизма распреде-
- ления элементов в Тихом океане (Японский профиль). Литология и полез. ископаемые, 1973, № 3, с. 3—30. 19. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Нау-
- ка, 1976, с. 92—243. 20. Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири.— Тр. ГИН АН СССР, 1969, вып. 197, с. 134—146. 21. Potter P. E., Shimp N. F., Witters J. Trace elements in marina and fresh-water argil-
- laceous sediments.— J. geochim. et cosmochim. acta, 1963, v. 27, N 6, p. 669—694.
 22. Shimp N. F., Witters J., Potter P. E., Scheicher J. A. Distinguishing marina and freshwater muds.— J. Geol., 1969, v. 77, N 5, p. 566—580.

Институт химии АН ТаджССР

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 3, 1985

УДК 550.4:551.31:551.763(575.18)

АРАГОНИТ В СЕРОНОСНЫХ ПОРОДАХ ГАУРДАК-КУГИТАНГСКОГО РАЙОНА ТУРКМЕНИИ

КРОПАЧЕВА С. К., ФИЛИППОВ С. А., ПОНОМАРЕВ В. Е., СИЗОВА Р. Г.

В статье рассматриваются условия образования арагонита на серопроявлениях Кугитангской антиклинали. Арагонит изучен при помощи кристаллооптических, рентгенометрических и химических методах исследования. Основным фактором, обусловившим формирование значительных количеств арагонита, являлась деятельность рудоносных рассолов.

Как известно, промышленные серные руды экзогенных месторождений относятся преимущественно к карбонатному типу [12]. Из числа породообразующих минералов в них встречается главным образом кальцит, реже доломит и еще реже арагонит. Условия образования серноарагонитовой ассоциации, распространенной на отдельных месторождениях, изучены недостаточно. В частности, не вполне ясно, какая геохимическая обстановка способствует ее образованию вместо более обычной серно-кальцитовой. В связи с этим каждая новая находка значительных количеств арагонита в сероносных отложениях заслуживает внимания.

Арагонит известен на многих месторождениях самородной серы как в СССР (Актюбинское Приуралье, Ферганская область, Среднее Поволжье и др.), так и за рубежом (купола Мексиканского залива, провинция Сиена в Италии, месторождение Макеллара-Пешкония в Албании, Тарнобжег в Польше и Рас-Гемса в Египте). Обычно этот минерал встречается в виде включений отдельных кристаллов и их агрегатов и содержится в сероносных породах в незначительных количествах, составляющих доли процента. Только на некоторых месторождениях арагонит превалирует над кальцитом. В нашей стране значительные содержания арагонита в рудах описаны Н. П. Юшкиным [19] на месторождении Чангырташ, а по данным Г. А. Шнельмана [24], на месторождении Рас-Гемса в ангидрит-доломит-мергелистой продуктивной толще имеются прослои арагонитовой породы с серой. В последние годы значительные количества арагонита в сероносных породах были встречены в Туркмении.

Авторам представилась возможность изучить серно-арагонитовую ассоциацию на проявлениях серных руд в пределах Кугитангской антиклинали, где в последние годы ведутся поисково-разведочные работы на ряде наиболее перспективных участков. Площадь поисков находится на территории Гаурдак-Кугитангского сероносного района (юго-восточная Туркмения) и расположена к востоку от известного разрабатываемого месторождения Гаурдак [1] на расстоянии нескольких десятков километров. Серное оруденение этого района повсеместно приурочено к верхнеюрской галогенной формации (кимеридж — титон) и относится к типу метасоматического по сульфатным породам [13, 14]. Руды залегают на глубинах 200—300 м.

Механизм серного метасоматоза на месторождении Гаурдак изучен достаточно полно [5, 7]. На вновь открытых серопроявлениях те руды, которые также образовались в результате метасоматоза по сульфатным породам в коренном залегании, по вещественному составу и содержаниям серы близки к гаурдакским. В них, как и в последних, отчетливо проявляются унаследованные от сульфатных пород текстуры. Форма рудных тел (штоки, трубообразные тела, линзовидные залежи) также ана-



Фиг. 1. Сферолиты арагонита в метасоматическом сероносном известняке участка Кызыл-Тумшук (натур. вел., керн скв. 359, гл. 258 м)

логичны гаурдакским. Наряду с метасоматическими рудами на Кугитангской структуре в непродуктивных породах различного состава широко развито убогое оруденение гидрогенного характера, которое образовалось, по-видимому, вследствие переотложения серы из сероводородных вод. Коренные же залежи серы в значительной мере уничтожены древним эрозионным врезом долины р. Кугитангдарьи.

Арагонит встречен в керне поисково-разведочных скважин участков Карлюк и Кызыл-Тумшук. Карбонатная порода с преобладанием арагонита залегает в сернорудных телах среди более распространенных пород кальцитового состава. Наибольшая насыщенность арагонитом наблюдается в средней части продуктивной толщи, вблизи уровня распространения седиментационных известняков маркирующего горизонта *R*. Отложения с арагонитом и серой образуют здесь невыдержанные пропластки и линзы, мощностью 0,3—2,2 м, среди основной массы метасоматических серно-кальцитовых пород. Кроме того, кристаллы арагонита встречены в ассоциации с серой и кальцитом в кластогенных непродуктивных породах, перекрывающих серные залежи. Следовательно, он распространен среди метасоматических образований и сопутствует наложенному серному оруденению гидрогенного происхождения.

Арагонит выделяется в прозрачных белых, светло-желтых до медовых, реже бесцветных кристаллах призматической и игольчатой форм. Их размер по грани призмы составляет от нескольких десятых миллиметра до десятков миллиметров. Обычно кристаллы представляют собой полисинтетические двойники и тройники прорастания по плоскости 110, имеющие псевдогексагонально-призматический габитус. Сростки кристаллов образуют шестоватые агрегаты и более распространенные сферолиты (фиг. 1). В породе агрегаты арагонита нарастают друг на друга. Многоэтажные сростки сферолитов обусловливают полосчатую текстуру породы.

Кристаллооптические исследования подтверждают диагностику арагонита (двуосный отрицательный, прямое погасание, отрицательное удлинение). В иммерсионных препаратах показатели преломления имеют следующие значения: Nm 1,672±0,001; Np 1,530±0,001. Несколько пониженные значения (относительно эталонных) показателей преломления могут быть объяснены изоморфной примесью стронция в изученном арагоните, что выявилось в результате химических анализов.



Фиг. 2. Дифрактограмма образца арагонита в сростках с кальцитом с участка Кызыл-Тумшук. Снята на ДРОН-2 с использованием Си-излучения (Ni-фильтр, 26 кВ, 30 мА)

Арагонит с двух участков был исследован в рентгеновских лабораториях ИМР в ВНИИгеолнеруда. Образцы арагонита с участка Карлюк достаточно чистые, почти без примесей кальцита. Дебаеграммы этих образцов соответствуют эталонным (определения В. В. Власова. ВНИИгеолнеруд). Несколько образцов с участка Кызыл-Тумшук оказалось в сростках с кальцитом. Дифрактограмма одного из таких образцов приведена на фиг. 2. Рефлексы, соответствующие a/n (нм) 0,338; 0,269; 0,197, характерны для арагонита, а линии 0,384; 0,302 и 0,227 нм соответствуют дифракционному спектру кальцита [9]. Инфракрасный спектр того же образца (аналитик Н. П. Мищенкова, ИМР) также подтверждает, что однородные на вид кристаллы, имевшие форму арагонита, содержат значительную примесь кальцита. Наряду со сростками арагонита и кальцита на участке Кызыл-Тумшук были встречены и образцы чистого арагонита.

В химической либоратории ВНИИгеолнеруда были произведены полные химические анализы двух образцов серно-арагонитовой породы с участка Карлюк. Пересчет результатов химических анализов на основные породообразующие минералы показывает, что усредненное содержание карбоната кальция составляет в этих образцах от 93 до 97%; самородной серы — от 2 до 6,5%; сульфата кальция (безводный) — от 0,6 до 0,7%; нерастворимый остаток 0,4%.

В лаборатории ИМР был произведен химический анализ образца арагонита в сростках с кальцитом, предварительно под бинокуляром очищенного от серы. Результаты пересчета на минералы анализа этого образца близки к результатам пересчета химического состава карлюкских образцов. Карбонат кальция составляет порядка 99%, а примесь ангидрита около 1%. Стронций в изученных образцах арагонита содержится в среднем в количестве 0,3%.

Проведенным нами минералого-петрографическим изучением серноарагонитовых пород на участках Карлюк и Кызыл-Тумшук установлено, что с арагонитом ассоциирует кальцит разных генераций. Кальцит, образовавшийся на ранних стадиях рудогенеза, слагает мелко- и среднезернистый кальцитит (метасоматический по сульфатным породам, перекристаллизованный известняк). Приуроченная к кальцититам сера в количественном отношении превалирует над серой, связанной с арагонитом. Последний по отношению к метасоматическому известняку является более поздним образованием, так как его кристаллы прорастают известняк. Реликты этого известняка в виде корродированных серых пятен наблюдаются повсеместно в сплошной арагонитовой массе. Нередко такие реликты находятся в центре сферолитов арагонита.



Фиг. 3. Сростки арагонита и серы (темные пятна) в образце серно-арагонитовой породы с участка Кызыл-Тумшук (микрофото, при одном николе, увел. 25)

Во многих случаях агрегаты арагонита формировались путем выполнения пустоток в метасоматическом сероносном известняке. Можно проследить все стадии их заполнения арагонитом. Вначале мелкие обособленные игольчатые кристаллики растут по краям зияющих каверн, образуя на их стенках щетки. Если кристаллизация арагонита продолжается, то происходит полное или почти полное зарастание пустоток полусферами радиально-лучистых агрегатов этого минерала.

Другая генерация кальцита, ассоциирующая с арагонитом, по отношению к нему является поздней. Во многих шлифах из породы серноарагонитового состава можно наблюдать полиморфное превращение арагонита в кальцит, начиная от кальцитизации вдоль трещин спайности до полного превращения его в зернистый агрегат кальцита. Процесс собирательной перекристаллизации в дальнейшем нередко способствует образованию из этих агрегатов нескольких крупных монокристаллов кальцита.

С самородной серой арагонит находится в очень тесной ассоциации (фиг. 3). Часто он заключен внутри крупных выделений явнокристаллической серы. Сера заполняет промежутки между игольчатыми кристаллами арагонита в сферолитах. Кроме того, она образует короткие прожилкообразные выделения вдоль трещин его спайности. Нередко наблюдаемое пересечение прожилков серы вдоль двух систем спайности обусловливает субграфическую ячеистую микроструктуру серно-арагонитовых образований.

Для того чтобы выяснить причины появления значительных количеств арагонита среди сероносных пород, следует проанализировать имеющиеся сведения о физико-химических условиях кристаллизации этого минерала.

Как известно, при стандартных температуре и давлении стабильной формой карбоната кальция является его наиболее распространенная тригональная модификация—кальцит. Арагонит (ромбическая сингония) менее распространен и в приповерхностной зоне формируется метастабильно только при некоторых экзогенных процессах. Особенно часто осаждение арагонита происходит в морских бассейнах. Он слагает как скелетные части организмов, так образуется и чисто хемогенным путем. Захороненный в осадке арагонит в диагенезе постепенно переходит в кальцит. Однако в ряде случаев арагонит хорошо сохраняется и может встречаться в древних морских отложениях. Имеются данные, что устойчивость арагониту придают изоморфные примеси отдельных элементов, в частности щелочноземельных, особенно стронция, препятствующесо переходу арагонита в кальцит [6].

Образование арагонита при низкотемпературном осаждении карбоната кальция осуществляется под воздействием определенных факторов. Так, кристаллизация арагонита стимулируется солями стронция, магния и свинца [2]. Наибольшее значение, по-видимому, имеет магний, в присутствии значительных концентраций которого выпадает в осадок не кальцит, а арагонит [20—22]. Этим объясняется предпочтительная кристаллизация арагонита из морской воды повышенной солености.

Большую роль при осаждении арагонита играет кинетический фактор. Данные экспериментов свидетельствуют о том, что из пересыщенных растворов карбоната кальция при быстрой кристаллизации в поле стабильности кальцита осаждается арагонит [4, 23].

Предпочтительному образованию арагонита способствует также несколько повышенная температура. У. А. Дир с соавторами [2] по экспериментальным данным некоторых исследователей указывает, что интервал 50—80° С наиболее благоприятен для кристаллизации арагонита. Дальнейшее повышение температуры препятствует арагонитообразованию, так как выше 100° С происходит осаждение одного кальцита. Эксперименты Д. Ф. Королёва и Ю. В. Погодина [4] подтверждают эти данные. Их результаты свидетельствуют о том, что оптимальная температура кристаллизации арагонита при атмосферном давлении составляет около 80° С. Кроме того, вышеназванные авторы установили, что образование арагонита возможно только в щелочной (pH>8,3) среде.

Условия формирования арагонита на серных месторождениях изучал Н. П. Юшкин [19]. По его мнению, основным фактором, влияющим на образование серно-арагонитовой, а не серно-кальцитовой ассоциации, является присутствие в подземных водах значительных концентраций магния, возникающих на некоторых месторождениях в результате широкого развития в их разрезах доломитов. Там же, где вмещающими породами являются известняки и глины, арагонит не образуется. Стабильность возникшему арагониту придает примесь стронция. Аналогичное объяснение для формирования серно-арагонитовой ассоциации на Кугитангской площади весьма проблематично по следующим соображениям.

В разрезах продуктивной сульфатной толщи в Гаурдак-Кугитангском районе имеется слой седиментационных известняков, повсеместное распространение которых позволило обозначить их как маркирующий горизонт *R*. Состав этих пород как на Гаурдакской, так и на Кугитангской структурах практически идентичен. По результатам литологических исследований [10, 11] установлено присутствие в них доломита. Но примесь его невелика, и в сероносном районе он редко приобретает значение главного породообразующего минерала.

Подстилающие продуктивную сульфатную толщу известняки оксфорда на сероносных площадях также содержат доломит в незначительных количествах. Следовательно, говорить о влиянии присутствия доломитов на формирование арагонита, как на месторождениях серы ферганской группы, не приходится. Это же можно сказать и о влиянии солей стронция. Роль стронция для интенсификации роста арагонита вообще, повидимому, преувеличена. Так, на некоторых Предкарпатских месторождениях целестин встречается в количествах, выгодных для попутной добычи, в то время как арагонит на них неизвестен. Н. П. Юшкин [19] также считает, что ионы стронция не стимулируют образование арагонита.

Важно отметить, что арагонит на Кугитангской структуре в отличие от примеров, описанных Н. П. Юшкиным, является неустойчивым минералом и постепенно переходит в кальцит. Полиморфное превращение арагонита в кальцит, которое, по мнению Н. П. Юшкина, не характерно для серных месторождений, нами установлено как при изучении шлифов, так и при помощи рентгеноструктурного анализа. Некоторые интервалы керна на участке Кызыл-Тумшук сложены породой, состоящей из полных параморфоз кальцита по арагониту или частично кальцитизированного арагонита. Такие параморфозы по сравнению с кристаллами арагонита обладают меньшей прозрачностью.

Ключ к пониманию условий образования арагонита на Кугитангской структуре следует искать, по-видимому, не столько в осаждении его под влиянием ионов щелочноземельных элементов, сколько в температурном режиме. В этом убеждает присутствие на Кугитангской площади проявлений полиметаллической жильной минерализации. К зонам разломов на западных склонах хр. Кугитангтау приурочено несколько рудопроявлений и небольших месторождений свинца и цинка. Одно из них ранее разрабатывалось. Рудопроявления размещаются в карбонатных породах оксфорда, подстилающих продуктивные на серу сульфатные отложения.

На изученных нами участках в зонах контакта между продуктивной толщей и подстилающими ее известняками имеются жильные выделения клейофана, пирита, барита, целестина, ангидрита, кальцита, кварца и флюорита, что отмечалось ранее в работах [11, 15]. Примечательно, что в этом комплексе повсеместно присутствует жильный ангидрит. В настоящее время экспериментально доказано, что безводный сульфат кальция осаждается из растворов при температуре не ниже 57° С [17]. Указанную температуру можно принять как минимальную в период формирования жильной минеральной ассоциации в известняках оксфорда на площадях локализации серных руд. Добавим, что такая температура, как было показано, благоприятна и для кристаллизации арагонита. Об этом свидетельствуют также отмеченные выше вростки ангидрита в арагоните.

Следует указать и на нередкое присутствие выделений серы среди минерального жильного комплекса. Однако, по нашим наблюдениям и данным В. И. Седлецкого с соавторами [11], сера здесь более поздняя, чем остальные минералы. Представляется, что она не имеет генетической связи с жильными выделениями сульфидов. Сера в известняках оксфорда образует обычный ореол в непродуктивных породах вокруг коренных залежей, который фиксируется практически на всех месторождениях.

В последние годы пространственно приуроченные к эвапоритам жильные выделения сульфидов свинца и цинка, а также сопутствующие им низкотемпературные разновидности таких минералов, как барит, целестин, карбонаты кальция, флюорит, кварц и некоторые другие, менее распространенные, все чаще увязывают не с гидротермальным процессом, а с так называемым рассольным рудогенезом [3, 18]. За рубежом рудообразующие рассолы, обязанные своим происхождением взаимодействию подземных вод с эвапоритами, а также месторождения полиметаллов, производные этих рассолов, относят к миссисипскому типу [16]. Такие месторождения часто размещаются в карбонатных породах. Их отличительными признаками являются специфические парагенетические ассоциации минералов, более узкие, чем на гидротермальных. месторождениях, а также отсутствие полного комплекса столь характерных для последних околорудных изменений [18]. В соответствии с этими признаками жильный минеральный комплекс в известняках оксфорда на сероносных площадях Кугитангской структуры также, по всей вероятности, относится к производным рудоносных рассолов с температурами не ниже 57° С.

Исходя из сказанного, образование изученного нами арагонита может быть объяснено воздействием на уже сформированные сероносные кальцититы последних порций рудоносных рассолов несколько повышенной температуры, из которых ранее на геохимическом барьере (контакт карбонатной и галогенной формаций) были высажены рудные и нерудные минералы жильного комплекса. Отсутствие же в самом жильном комплексе арагонита, вероятно, является следствием значительных концентраций бария в рудоносных рассолах. Результаты экспериментов И. Китано [22] показали, что в противоположность магнию, стимулирующему осаждение арагонита, высокие концентрации бария служат ингибитором его роста. Обилие барита среди жильных выделений в известняках оксфорда на Кугитангской площади [15] и отсутствие этого минерала в сероносных породах может быть обусловлено тем, что только после удаления на сульфатном барьере из восходящих рассолов бария стала возможной кристаллизация арагонита в вышележащих породах.

На других экзогенных месторождениях серы, в рудах которых арагонит встречается в значительных количествах, по литературным данным трудно сопоставить геохимические условия его формирования с условиями на Кугитангской структуре. Н. П. Юшкин [19] приводит убедительные доказательства, что на месторождениях ферганской группы арагонит входит в серный парагенезис. Он осаждался из растворов с температурой не выше 22° С, а его кристаллизации способствовало высокое отношение магния к кальцию в рудоносных растворах.

Некоторое подтверждение нашим представлениям, что арагонит может быть и более поздним по отношению к сере и парагенным с нею минералам, находим в работе Л. М. Миропольского [8]. Изучая последовательность образования минералов Сюкеевского месторождения (Среднее Поволжье), он установил, что одновременны с серой здесь только кальцит и целестин, а арагонит является наложенным образованием.

Примером арагонитово-серной ассоциации, возникшей в результате рассольного рудогенеза, может служить Трускавецкое свинцово-цинковое месторождение, на котором имеется значительная серная минерализация. По данным Д. П. Хрущова и др. [18], основная масса минералов образовалась здесь в температурном интервале 50—70° С. Становится понятным, что карбонат кальция, сопутствующий сере, выделялся здесь в форме арагонита, а кальцит присутствует только как незначительная примесь.

Приведенные сведения показывают, что арагонитово-серная ассоциация, по-видимому, может возникать под воздействием различных факторов. Ими являются как повышенные содержания магния в сероносных растворах, так и процессы рассольного рудогенеза. Эти процессы могут по времени совпадать с серообразованием (Трускавецкое месторождение) или проявляться позднее, что наблюдается на Кугитангской структуре.

Предложенное нами объяснение возникновения арагонита на изученных серопроявлениях в связи с наложенными процессами рассольного рудогенеза, естественно, нуждается в дальнейшем уточнении. Остается недостаточно выясненным вопрос о природе той генерации серы, которая находится в парагенезисе с арагонитом. Можно допустить, что эта сера не является первичной, возникшей на главной стадии рудогенеза, а относится к переотложенной из ранее сформированных руд. В пользу такого предположения свидетельствует широкое рассеяние серы вокруг коренных ее залежей и нередкая ассоциация этой серы с арагонитом. Второй неясный вопрос — отсутствие находок арагонита на Гаурдакском месторождении, на котором, хотя и в меньшей мере, но тоже наблюдаются жильные выделения ангидрита, барита, целестина и клейофана в известняках оксфорда в подошве продуктивной толщи. Возможно, здесь в отличие от Кугитангской площади процессы рассольного рудогенеза предшествовали серообразованию и поэтому не могли воздействовать на позже образовавшиеся метасоматические сероносные известняки. Нельзя исключать также и вероятность былого присутствия арагонита на Гаурдакском месторождении, так как некоторые шестоватые разновидности карбоната кальция могут являться параморфозами кальцита по арагониту.

Таким образом, результаты проведенных исследований позволяют заключить, что на серопроявлениях в пределах Кугитангской площади формирование арагонита связано с воздействием на сероносные породы последних порций рассолов несколько повышенной температуры, которые поступали в продуктивную толщу в период развития процессов рас-

7*

сольного рудогенеза. В настоящее время температурный режим серных залежей близок к стандартному, что и способствует постепенному полиморфному превращению арагонита в кальцит.

Литература

١

- 1. Вдовиченко Г. М., Лазарев И. С., Мясогутов А. И. и др. Гаурдак-Кугитангский сероносный район. Ашхабал: БКМПРВЦ ЦСУ ТуркССР, 1971. 58 с.
- 2. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Д. Ж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. 408 c.
- 3. Кореневский С. М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 300 с. 4. Королев Д. Ф., Погодин Ю. В. Об образовании арагонита в гидротермальных ус-
- ловнях.— Кристаллография, 1970, т. 15, № 3, с. 564—567. 5. Лазарев И. С. Условия формирования залежей метасоматических серных руд.—
- В кн.: Генезис месторождений самородной серы и перспективы их поисков. М.: Наука, 1974, с. 43-46.
- 6. Лазаренко Е. К. Основы генетической минералогии. Львов: Изд. Львовск. ун-та, 1963. 410 c.
- 7. Леин А. Ю., Иванов М. В., Зякун А. М. и др. Генезис сернокальцитовых руд Гаурдакского месторождения. — Геохимия, 1976, № 3, с. 422-438.
- 8. Миропольский Л. М. Характеристика минерального комплекса и основных геохимических процессов в пермских отложениях у с. Сюкеева в Татарской республи-ке. Уч. зап. Казанск. ун-та, 1935, т. 95, кн. 3—4, вып. 5—6, с. 1—94.
- 9. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957. 868 c.
- 10. Попов В. С. К литологии ангидритовой толщи верхнеюрской галогенной формации юго-западных отрогов Гиссарского хребта с их сероносностью. — Литология и полез. ископаемые, 1972, № 5, с. 89—99. 11. Седлецкий В. И., Шведов В. Н., Байков А. А. О поисковых признаках проявлений
- серы в карбонатно-сульфатных отложениях. Литология и полез. ископаемые, 1983, № 3, c. 94—109.
- 12. Соколов А. С. Основные закономерности геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы.— Сов. геология, 1958, № 5, с. 80—103.
- 13. Соколов А. С. О генезисе месторождений самородной серы.— Литология и полез. ископаемые, 1965, № 2, с. 51—60. 14. Соколов А. С. Генетическая классификация месторождений самородной серы.—
- В кн.: Геохимия и минералогия серы. М.: Наука, 1972, с. 40-55.
- 15. Ткачук В. Н., Ткачук Е. А. Субширотные зоны разрывных нарушений западного крыла Кугитангской антиклинали и их минерализация (Кугитангское сернорудное поле).— Геология и нефтегазоносность Туркменистана, 1980, вып. 6, с. 28—41.
- Хенор Д. С. Гидротермальные флюнды осадочного генезиса. В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982, с. 122—124.
 Холланд Г. Д., Малинин С. Д. Растворимость и распространение нерудных мине-
- ралов. В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982, c. 370—404.
- 18. Хрущов Д. П., Байбаков С. А., Галий С. А. и др. Рудообразование, связанное с некоторыми осадочными и наложенными процессами в соленосных бассейнах. Киев: Препринт ИГФМ АН УССР, 1979. 56 с.
- 19. Юшкин Н. П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Л.: Наука, 1968. 187 с. 20. Berner R. A. The role of magnesium in the crystal growth of calcite and aragonite
- from sea water.— Geochim. et cosmochim. acta, 1975, v. 39, № 4, p. 489—504. 21. Cabrol P. Sier la possibilité de transformation naturelle calcite→aragonite dans les
- conditions ordinaires de temperature et de pression; reproduction ordinaires de phenomene.— C. r. Acad. sci., 1978, D 287, № 5, p. 411-414.
- 22. Kitano I. Magnesian calcite synthesis from calcium bicarbonate solution containing
- magnesium and barium ions. Geochem. J., 1979, v. 13, № 4, p. 181—185.
 23. Nancollas G. H., Sawada K. Formation of scales of calcium carbonate polymorphs: The influence of magnesium iow and inhibitors.—J. Petrol. Technol., 1982, v. 34, № 3, p. 645-652.
- 24. Schnellmann G. A. Formation of sulphur by reduction of anhydrite at Ras Gemsa, Egypt.— Econ. Geol., 1959, v. 54, № 5, p. 889—894.

Поступила в редакцию 7.II.1984 УДК 552.54(517.3)

КАРБОНАТНО-ТЕФРОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ХРЕБТА ДАРИБИ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)

ХЕРАСКОВА Т. Н., ИЛЬИНСКАЯ М. Н.

Рассмотрены литология, генетические типы и фациальные обстановки формирования карбонатно-тефрогенной толщи, накопившейся в процессе погружения и скучивания вулканического поднятия. Наиболее детально охарактеризованы осадки автокинетических потоков пирокластического материала и подводно-оползневые накопления.

На территории каледонид Западной Монголии (фиг. 1) в районе хр. Дариби распространена карбонатно-тефрогенная толща позднего кембрия — раннего ордовика [2]⁴. Она характеризуется резкой фациальной изменчивостью и разнообразием генетических типов отложений. Эта толща перекрывает образования андезитовой формации островодужного типа, слагающей крупное линейно-вытянутое вулканическое поднятие,



Фиг. 1. Тектоническая схема Западной Монголии 1 — области докембрийской складчатости (гранитизированные породы докембрия, перекрытые чехлом терригенно-карбонатных отложений венда нижнего кембрия); 2—3 — области каледонской складчатости (2—преимущественно вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы венда нижнего ордовика, залегающие на меланократовом основании, 3 — преимущественно терригенные комплексы среднего кембрия — нижнего ордовика); 4 — герциниды; 5 — район исследований; 6 — гипербазиты

а также спилитовую формацию, образующую подножие этого поднятия и развитую на всей площади Озерной зоны Монголии. Анализ фациальных условий накопления карбонатно-тефрогенной толщи необходим для реконструкции палеогеографической обстановки в каледонидах Монголии и истории развития отдельных структур, в данном случае крупного вулканического линейного поднятия, сходного с островной дугой.

Карбонатно-тефрогенная толща в хр. Дариби распространена в пределах четырех тектонических блоков или крутопадающих тектонических пластин, разделенных разрывными нарушениями, по которым произошло более или менее значительное сближение удаленных комплексов пород в подстилающих вулканогенных образованиях. Первый центральный блок (фиг. 2, I) отвечает осевой зоне вулканического поднятия. Антезитовая формация имеет здесь максимальную (2000 м) мощность и пред-

¹ Толща содержит остатки радиолярий, по определению Б. Б. Назарова, **х**арактерные для раннего ордовика (устное сообщение).



ставлена почти исключительно лавовыми и грубообломочными туфовыми накоплениями. Западный блок II отвечает склону вулканического поднятия. Андезитовая формация имеет здесь меньшую (700 м) мощность и представлена преимущественно туфами, среди которых значительное место принадлежит грубообломочным разностям. Северо-восточный блок III слагает подножие восточного склона вулканического поднятия. Андезитовой формации здесь соот встствует толща тефротурбидитов, возникшая в результате выноса и переотложения автокинетическими потоками тефры, образовавшейся при эксплозивной деятельности во время накопления андезитовой формации. Наконец, юго-восточный блок IV отвечает палеоокеаническому бассейну Озерной зоны Монголии, где андезитовая формация отсутствует и карбонатно-тефрогенная толща залегает на спилитовой формации, представленной глубоководными фациями, или комплексе параллельных даек.

Карбонатно-тефрогенная толща (см. фиг. 2) подразделяется на две пачки переменной мощности. В нижней мощностью 5-700 м преобладают карбонатные породы — известняки, доломитизированные известняки и доломиты, среди которых выделяются мелкокристаллические, обломочные, брекчиевые, онколитовые разности. Довольно широко развиты известняковые конгломераты, меньшее значение имеют вулканомиктовые обломочные породы, в том числе микститы. В верхней пачке, видимой мощностью до 1200 м преобладают градационно-слоистые тефрогенные образования преимущественно кислого состава. Значительно реже встречаются туфосилициты, фтанитоиды и известняки. Можно отчетливо проследить, как изменяется на площади состав и фациальный облик отложений в карбонатно-тефрогенной толще, и выяснить что происходило с вулканическим поднятием после накопления андезитовой формации, а также попытаться установить, когда произошли тектонические движения, приведшие к сближению разнофациальных и разноформационных комплексов.

Нижняя пачка. В этой пачке развито несколько фациальных комплексов: прибрежно-морской, мелководно-морской открытого моря, а также подводно-оползневой; локально развиты фации эксплозивных вулканов.

Прибрежно-морские и мелководно-морские отложения тяготеют к восточной границе блока I (фиг. 3). Мощность их колеблется от 100 до 700 м. Мелководно-морские и прибрежно-морские отложения сложно сочетаются в разрезах и замещают друг друга по простиранию на расстоянии нескольких десятков метров. Вверх по разрезу они, как правило, сменяются фациальными комплексами открытого моря и подводно-оползневыми комплексами.

Мелководно-морские отложения представлены чередованием карбонатных брекчий взламывания, карбонатных песчаников, доломитов, доломитизированных онколитовых известняков. Онколитовые разности имеют массивную текстуру. Кагбонатные песчаники среднезернистые, массивные. Характерны горизонтально-слоистые текстуры. Карбонатные брекчии состоят из остроугольных обломков, слабо смещенных друг относительно друга, размером от долей сантиметра до 10 см. Карбонатные породы в обломках близки между собой и с подсти-

Фиг. 2. Схема сопоставления разрезов карбонатно-терригенной толщи 1 — фтаниты и фтанитонды; 2 — кремнистые туффиты тонко- и мелкозернистые; 3 кремнистые туффиты; 4 — тефроиды мелко- и среднезернистые; 5 — тефронды грубозернистые; 6 — туфопелиты; 7 — известковистость; 8 — известняки; 9 — онколитовые известняки; 10 — карбонатные брекчии; 11 — обломочные известняки; 12 — известняки с желваками кремней; 13 — доломитизированные известняки; 14 — доломиты; 15 туфы кислого состава; 16 — конгломераты с галькой (а — вулканомиктовых пород, 6 — карбонатных пород). Римскими цифрами на этой и последующих фигурах обозначены тектонические блоки и соответствующие им структурно-фациальные зоны: 1 центральный блок (осевая зона вулканического поднятия); 11 — юго-западный блок (склон вулканического поднятия); III — северо-восточный блок (подножие вулканического поднятия); IV — юго-восточный блок (палеобассейн Озерной зоны)



Фиг. 3. Схема фаций для нижней пачки карбонатно-тефрогенной толщи 1—3— фации (1—мелководно-морские и прибрежно-морские, 2—подводно-оползневые, 3— открытого моря); 4— вулканический центр; 5— области, где в настоящее время не известны отложения карбонатно-тефрогенной толщи; 6— разломы, по которым произошло тектоническое сближение фаций. Цифры в кружках на этой и последующих фигурах— номера разрезов, приведенных на фиг. 2

лающими брекчии карбонатными породами по текстурным особенностям. Нередко наблюдаются постепенные переходы от известняков и доломитов к карбонатным брекчиям. Их возникновение, возможно, связано с периодами осушения бассейна или периодами сейсмической активности региона. Широкое развитие микрофитолитовых разностей карбонатных пород в этом фациальном комплексе не оставляет сомнения в том, что он сформирован в условиях мелководья.

Прибрежно-морские отложения представлены конгломератами и гравелитами (см. фиг. 2, разрезы 3, 5, 6) со скудным цементом. Мощность их достигает 120 м. Конгломераты состоят из хорошо и очень хорошо окатанных галек и валунов округло-уплощенной формы размером 0,5-15, чаще 1-4 см. В составе кластики в одних случаях преобладают карбонатные породы, в других — вулканиты подстилающей андезитовой формации (туфы, эффузивы, туфосилициты). В конгломератах со смешанным составом обломков гальки карбонатных пород окатаны хуже вулканогенных. Обломочный материал, состоящий из пород андезитовой формации, видимо поставлялся береговыми уступами, вблизи которых возникали пляжевые накопления. Переменное количество обломков вулканитов могло приноситься реками с вулканической суши. Обломочный материал карбонатного состава, по всей вероятности, имеет внутрибассейновое происхождение. Карбонатные конгломераты всегда залегают на мелководно-морских карбонатных породах или замещают их по простиранию, формируясь за счет их размыва при небольших регрессиях моря. Частично карбонатный обломочный материал мог сформироваться и при разрушении в прибрежном мелководье карбонатных брекчий взламывания.

Приуроченность мелководно-морских и прибрежно-морских осадков исключительно к центральному блоку I говорит о существовании в начальный период накопления карбонатно-тефрогенной толщи геоморфологически выраженной приподнятой зоны на месте бывшего вулканического поднятия. Скорее всего здесь имелась цепь островов, сложенных породами андезитовой формации, возвышавшихся над уровнем моря и поставлявших в прибрежную часть этих островов вулканомиктовый материал.

Подводно-оползневые отложения распространены в югозападной части центрального блока I (см. фиг. 2, 3, разрезы 4, 7), а также в юго-восточном блоке IV (см. фиг. 2, 3, разрез 8). Причем в центральном блоке они сочетаются с мелководно-морскими осадками и, как правило сменяют их вверх по разрезу, а в юго-восточном IV — с относительно более глубоководными фациями открытого моря. Наиболее характерны для подводно-оползневых накоплений микститы. Им подчинены песчано-гравийные отложения с градационной сортировкой материала и глыбовые брекчии. Микститы, в наиболее типичном виде развитые в разрезе 4 (см. фиг. 2, 3), представляют собой вулканомиктовые песчаники от грубо- до среднезернистых с включениями нечетко ограниченных прослоев, линз, иногда гнезд гравелитов и конгломератов мощностью 0,1-0,5 м. В эту массу, особенно в нижней части горизонта, включены глыбы известняков, часто расположенные четковидно и представляющие собой части сползших слоев мощностью до 1 м. Кластика песчаной и гравийной размерности в микститах имеет различную окатанность, чаще хорошую. В обломках присутствуют помимо карбонатных пород вулка ниты среднего и кислого состава, плагиоклаз, хлоритизированные и эпидотизированные породы, изредка встречается пироксен, фтанитоиды. Судя по чрезвычайной разнородности, бимодальности гранулометрического состава микститов, слабой сортировке материала, их можно отнести к подводно-оползневым образованиям, накопившимся у подножия крутых тектонических уступов. Материалом для микститов служили карбонатные породы, а также песчаные, гравийные и галечные накопления с хорошо окатанным обломочным материалом, формировавшиеся в мелководной и прибрежной частях бассейна.

К подводно-оползневым накоплениям, видимо следует отнести также песчано-гравийно-галечные накопления, обладающие в отличие от микститов признаками градационной сортировки материала. Наиболее широко они развиты в разрезе 4, 6 (см. фиг. 2, 3). Так, в разрезе 4 (см. фиг. 2, 3), выше микститов развита пачка конгломератов и песчаников мощностью 350 м (мощность слоев 0,5—10 м). Конгломераты состоят из круглых, хорошо окатанных галек известняков размером 2—10 см, погруженных в обильный матрикс. В одних слоях основная масса представлена рыхлым грубозернистым карбонатным песком, иногда с примесью вулканомиктовой кластики, в других — вулканомиктовым песчаником или алевролитом. Подошва пластов конгломератов резкая с признаками размыва. К кровле несколько уменьшаются размеры обломочного материала. Между пластами конгломератов располагаются пачки мощностью 2—15 м табачно-зеленых тонкослоистых тефроидов мелко- и среднезернистых, иногда фтанитов с остатками спикул. Из-за интенсивно проявленных оползневых процессов прослои этих пород нередко превращены в оползневые брекчии, содержат растащенные при оползании в не полностью консолидированном состоянии пласты и линзы, плоские гальки, отторженцы известняков, карбонатных песчаников, фтанитов. Слои конгломератов в этом разрезе представляют собой подводно-оползневые накопления, близкие микститам, но несколько перемещенные автокинетическими потоками в более глубоководную часть бассейна. По-видимому, это отложения подводных каньонов и долин. Об этом свидетельствуют характерные для таких отложений текстуры — признаки градационной сортировки материала, обогащенность прерывистых слойков более

грубым обломочным материалом, следы размыва в основании слоев. Прослои пород, разделяющие конгломераты, представляют собой морские осадки, отложившихся на погружающемся склоне вулканического поднятия, поэтому в них широко проявлены оползневые процессы. Залегание подводно-оползневых накоплений в I блоке на мелководно-морских свидетельствует о быстром и интенсивном погружении отдельных частей этого блока по мере накопления толщи.

К подводно-оползневым, или обвально-глыбовым накоплениям типа олистостром, видимо, следует отнести карбонатные глыбовые брекчии и пластовые отторженцы карбонатных пород, развитые в основании разреза 8 (см. фиг. 2, 3) в IV блоке. Здесь на неровной поверхности шаровых лав спилитовой формации залегают гравелиты, состоящие из плоских галек туфосилицитов и фтанитов с включением валунов и неокатанных обломков известняков, редко спилитов размером от 10 до 30 см. При прослеживании этого горизонта по простиранию в нем обнаруживаются глыбы карбонатных брекчий мощностью до 50 м, а также пластовые отторженцы карбонатных пород мощностью до 200 м. Далее по простиранию на границе с центральным блоком эти образования переходят в микститы, залегающие уже на породах комплекса параллельных даек. Глыбы и пластовые отторженцы карбонатных пород по тектурным особенностям близки к карбонатным мелководно-морским накоплениям, харак. терным для восточной части I блока. Появление в блоке IV обвальноглыбовых и подводно-оползневых накоплений, сложенных осадками мелководного происхождения, и залегающих на глубоководных образованиях спилитовой формации, значительно удаленных в предшествующий этап развития от вулканического поднятия, легче всего объяснить горизонтальными движениями и взаимным сближением I и IV блоков во время накопления нижней пачки карбонатно-терригенной толщи. При этом была частично тектонически перекрыта III структурно-фациальная зона восточного склона вулканического поднятия, сохранившаяся фрагментарно лишь на северо-востоке. Таким образом, центральная наиболее приподнятая зона оказалась сближенной с глубоководной частью бассейна. Существовавший на их сочленении крутой уступ обусловил развитие оползневых явлений.

Отложения открытого моря развиты на склонах вулканического поднятия во II и III блоках, а также на небольших участках I блока. Для этих образований характерен парагенез карбонатных и кремнистых пород, представленных фтанитами и фтанитоидами. Наиболее мощный резрез этого типа имеется в III блоке.

В нижней части разреза наблюдается пачка мощностью 100—150 м переслаивания (мощность слоев 0,5—10 м) глинисто-кремнистых сланцев, тонкозернистых тефроидов, ленточно-слоистых фтанитоидов и фтанитов (1—2 см), а также серых тонкокристаллических известняков и доломитизированных известняков. Характерна тонкая горизонтальная слоистость всех пород. Выше известняков становится больше. Здесь серые и темно-серые тонкослоистые (0,5—1 см) известняки мощностью 100 м содержат прослои и линзы серых, буровато-серых кремней. В разрезе II блока присутствуют сходные породы. Однако здесь в основании разреза преобладают карбонатные породы, в том числе мелководные водорослевые, которые выше сменяются тонким (1—10 см) чередованием черных углеродистых известняков, кремистых туффитов и фтанитоз (см. фиг. 2, разрез 1).

Господство морских отложений на склонах бывшего вулканического поднятия говорит о тенденции к опусканию в этих участках структуры, как и в предшествующий этап накопления андезитовой формации. На западе опускание происходило по системе разломов, разграничивающих I и II блоки. Об этом можно судить по развитию вдоль западной границы центрального блока подводно-оползневых накоплений.

Отложения эксплозивных вулканов развиты локально (разрезы 4, 5) из-за почти полного прекращения вулканической активности на этой территории. Лишь на небольшой площади среди карбонат-



Фиг. 4. Схема фаций для верхней пачки карбонатно-тефрогенной толщи 1 — предполагаемая область вулканинеской активности; 2 — область турбидитной седиментации; 3 — фации открытого моря; 4 — области, где в настоящее время не известны отложения верхней пачки карбонатно-тефрогенной толщи

зных пород прослеживается горизонт 3—10 м темно-вишневых литокластических туфов и туфолав кислого состава, содержащих включения бомб липаритовых порфиров. По-видимому, сохранился реликтовый вулканический центр предыдущей эпохи.

Таким образом, начальный период накопления карбонатно-тефрогенной толщи проходил на фоне прекращения вулканической деятельности в пределах вулканического поднятия и постепенного его погружения. Наиболее интенсивные опускания охватили западную часть вулканического поднятия и западный его склон. Опускание происходило неравномерно, ступенчато по системам разрывных нарушений. Возможно, погружение вулканического поднятия происходило из-за его горизонтального смещения на север, северо-восток в пределы глубоководного бассейна Озерной зоны. С этими процессами связано формирование перед фронтом двигающейся пластины олистостром и подводно-оползневых накоплений в зоне IV блока.

Верхняя пачка. Вторая половина времени накопления карбонатнотефрогенной толщи отличается возобновлением эксплозивной вулканической деятельности в пределах рассматриваемого региона. Граница с нижней пачкой проводится по первому появлению в разрезах тефрогенных пород. Вулканическая деятельность характеризовалась очень высоким коэффициентом эксплозивности и извержением огромной массы пирокластики кислого состава. По всей вероятности, центры вулканической активности находились в северной части I блока. Здесь в верхах андезитовой формации развита мощная пачка туфов, изредка лав кислого состава, которые по времени образования могут частично соответствовать карбонатно-тефрогенной толще. Огромный вынос тефрогенного


Фиг. 5. Строение тефротурбидитных пластов

1 — мелкая галька и гравий; 2—4 — тефроиды (2 — грубозернистые, 3 — крупно- и среднезернистые, 4 — мелкозернистые); 5 — тонкозернистые туфосилициты; 6 — микрослоистые тонкозернистые туффиты и туфосилициты; 7 — потоковая слойчатость

материала постепенно подавляет карбонатную седиментацию, которая сохраняется лишь в отдельных участках, защищенных от привноса больших масс тефры (фиг. 4). Для верхней пачки характерно повсеместное преобладание тефроидов, туффитов и туфосилицитов. Тефрогенный материал представлен кристаллокластами в той или иной мере сосюритизированного плагиоклаза или хлоритизированного вулканического стекла, фрагментами основной массы кислых эффузивов микрофельзитовой и микропойкилитовой структуры. Гораздо реже встречается альбитизированный калиевый полевой шпат и роговая обманка. Литическая кластика преобладает в грубозернистых разностях, в крупно- и среднезернистых ведущее место занимают кристаллокласты плагиоклаза. Мелкои тонкозернистые разности почти целиком состоят из фрагментов измененного стекла. Характерно темное стекло, придающее породам темносерый цвет. В туффитах в качестве осадочной примеси чаще всего присутствуют кремнистые породы, реже — примесь обломочных зерен карбонатных пород и вулканомиктовый метериал.

Для тефрогенных отложений характерна четкая стратификация, обычно с градационной сортировкой материала. Детальное изучение стратификации позволяет выделить несколько генетических типов отложений. Наиболее распространены многократно повторяющиеся градационно-слоистые пачки тефрогенных пород. Мощность градированных многослоев изменяется от 0,15 до 1,5 м. Преобладают многослои мощностью 0,3—0,5 м. В наиболее мощных из них (фиг. 5, а) в основании залегают грязно-зеленые разнозернистые тефроиды с отдельными плоскими гальками кремнистых туффитов, попавших в осадок в результате размыва кровли нижележащего многослоя. В этой части многослоя иногда наблюдается нечеткая потоковая слоистость (см. фиг. 5, б). Выше тефроиды становятся более мелкозернистыми. Завершается многослой прослоем (10—15 см) микрослоистых тонкозернистых тефроидов или туфопелитов. Микрослоистость чаще горизонтальная, но в отдельных слойках встречается потоковая. В менее мощных многослоях (см. фиг. 5, в) в основании присутствует мелкозернистый тефроид, который выше переходит в тонкозернистый. Верхняя часть многослоя образована микрогоризонтально-слоистым тонкозернистым тефроидом. В кровле залегает прослой (до 5 см) тонкозернистого кремнистого туффита или фтанитоида. В строении многослоев первого и второго типов нетрудно уловить сходство со строением многослоев во флишевых толщах, детальпо изученных А. Х. Бумой [3]. Очевидно, тефрогенный материал в этом случае перенесен в глубь бассейна и отложен турбидными потоками. Мощность многослоев и зернистость тефроидов во многом определялись силой извержения и количеством тефры. Не исключено также, что маломощные многослои, сложенные мелко- и тонкозернистыми породами, являются наиболее дистальными частями турбидных потоков. Кровле многослоев, образованных микрослоистыми тефроидами и туфосилицитами, видимо соответствуют перерывы между действием турбидных потоков, перемыв осадков течениями и хемогенная садка кремнезема совместно с наиболее тонкой витрокластикой.

Встречаются многослои мощностью до 1,5 м, образованные грубо- и крупнозернистым тефроидом. Зернистость тефроида уменьшается постепенно к кровле многослоя и более резко к подошве. В средней, наиболее мощной части тефроиды содержат прерывистые слойки, обогащенные гравием и мелкой галькой туфосилицитов (см. фиг. 5, г). Такого строения многослои встречены среди тефротурбидитов. Чаще они образуют обособленные пачки 5—10 м, залегающие среди микрослоистых тонкозернистых тефроидов и туфосилицитов (см. фиг. 5, д). По всей вероятности, такого типа осадки отложены автокинетическими потоками, обладающими большой эрозионной способностью и турбулентным режимом, обеспечивающими выталкивание вверх эродированных обломков туфосилицитов в среднюю часть или кровлю многослоя. Таким условиям, по данным А. Х. Бумы, отвечают флуксотурбидиты. Разделяющие их микрослоистые, горизонтально-слоистые и косослоистые туфопелиты и туфосилициты, видимо, представляют собой тонкую витрокластику, отложенную через толщу воды. Частично этот материал перемывался течениями.

В некоторых пачках тефротурбидиты сильно изменены. Плагиоклазы в них полностью соссюритизированы, литические фрагменты хлоритизированы и соссюритизированы. Очевидно, в этом случае мы имеем дело с отложениями газонасыщенных подводных потоков пирокластического материала.

Осадки тефротурбидитных потоков разделяются довольно мощными (100—150 м) пачками голубовато-серых, зеленовато-серых, темно-серых тонкослоистых мелко- и тонкозернистых тефроидов, туфопелитов и кремнистых туффитов. Характерна тонкая горизонтальная слоистость. Однородные слои (1—5 см) массивных разностей чередуются с микрогоризонтально-слоистыми пакетами (1—10 см). В отдельных слойках видна потоковая слоистость, характерны текстуры послойных течений и оползания осадков. На поверхности многослоев иногда видна мелкая рябь **течения**. Однородные слои представляют собой тонкую витрокластику, реже мелкую кристаллокластику, отложенную сквозь толщу воды, нередко совместно с хемогенным кремнеземом. Микрослоистые осадки по текстурным особенностям сходны с осадками глубоководных контурных течений [1]. Среди осадков этого фациального комплекса спорадически встречаются слои толщиной 0,5—1, редко 3,0—5,0 си более крупнозернистых тефроидов. Для них характерны четкие контакты, малое количество цемента. Слоистость или отсутствует, или наблюдается градационная сортировка материала. При этом наряду с нормальным уменьшением зернистости от подошвы к кровле встречаются слои, в которых наиболее грубая фракция обогащает среднюю часть слоя и верхнюю его половину. В кровле размер обломков резко уменьшается. К подошве этот переход более постепенен. По-видимому, эти прослои представляют собой осадки зерновых потоков пирокластического материала.

Участки, где (особенно в начале накопления верхней пачки) преобладала хемогенная седиментация, лишь спорадически прерываемая пеплопадами или небольшими выносами тефрогенного материала, были каким-то образом защищены от поступления больших масс тефрогенного материала. По-видимому, они располагались между подводными долинно-веерными системами, по которым транспортировался материал эксилозий в глубь бассейна. Для этих участков характерно тонкое (1— 10 см) чередование тонкозернистых углеродистых известняков, фтанитов, кремнисто-глинистых сланцев и микрослоистых тефроидов (фиг. 5. е. ж).

Таким образом, анализ особенностей стратификации отложений верхней пачки показал, что в их формировании основную роль играли автокинетические потоки пирокластического материала. Меньшее значение имело осаждение тонкой тефры через толщу воды, хемогенных крабонатов и кремнезема. Все осадки интенсивно перерабатывались придонными течениями. Наблюдается существенное выравнивание фациальных обстановок накопления толщи. Повсюду господствуют относительно глубоководные морские условия. Это дает возможность говорить о почти полном погружении вулканического поднятия. Лишь в пределах I блока существовали отдельные островные вулканы, поставлявшие большое количество тефрогенного материала кислого состава. Выравнивание фациальных обстановок, полное исчезновение подводно-оползневых накоплений свидетельствуют о том, что к этому времени практически закончились горизонтальные движения и были сформированы наблюдающиеся в настоящее время структурные соотношения между различными формационными комплексами.

Анализ особенностей литологического состава и условий накопления карбонатно-тефрогенной толщи в хр. Дариби позволил проследить историю формирования на месте линейного вулканического поднятия протяженной зоны горизонтального скучивания разноформационных комплексов. Первоначально эти комплексы были значительно удалены друг от друга. Удалось показать распад поднятия на отдельные блоки и постепенное неравномерное их погружение.

В заключение необходимо обратить особое внимание на большое значение литологических данных для палеотектонических и палеогеографических реконструкций.

Литература

- 1. Хворова И. В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей.-
- Литология и полез. ископаемые, 1978, № 4, с. 3—23.
 Хераскова Т. Н., Томуртогоо О., Хаин Е. В. Гипербазиты и формационные комплексы хр. Дариби (МНР).— Изв. АН СССР, сер. геол., 1985, № 6, с. 21—26.
 Bouma A. H. Sedimentology of some flysh deposits, a graphic approach to facies in-thermatical data and the set of the set of
- terpretation. Amsterdam: Elsevier Publ. Co., 1962. 168 p.

ГИН Москва Поступила в редакцию 2.III.1984 УДК 552.55:553.9

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ УГЛЕРОДИСТЫХ ФОРМАЦИЙ И ИХ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

ГОРБАЧЕВ О.В.

В статье рассматриваются вопросы корреляции геохимических особенностей кремнистых пород с составом ассоциирующих с ними глинистых и карбонатных разностей в разрезах углеродистых формаций. На ряде примеров показано, что содержание биофильных микроэлементов в углеродисто-кремнистых породах возрастает с увеличением уровня карбонатности разрезов, которая в свою очередь является функцией планктоногенной продуктивности в период седиментации углеродистых отложений. Показано, что максимальные концентрации ряда полезных компонентов в кремнистых породах связаны с фациями переходных типов (известняково-кремнистая фация в пределах склонов на границе с пелагиалью).

Кремнистые породы, обогащенные углеродистым веществом (углистые силициты, лициты, фтаниты и т. д.), широко представлены в разрезах формаций кремнисто-глинисто-углеродистого типа, составляя до 50% их объема [5, 6, 15]. Углеродистые отложения указанного формационного типа, как правило, заметно обогащены целым спектром рудных компонентов, многие из которых образуют рудные концентрации [2, 15, 24].

Определение понятия углеродистых формаций («формационных типов», по Н. П. Хераскову) приведено в работах [5—7] и основано на определениях, данных Н. С. Шатским [16, с. 7] и Н. П. Херасковым [11, с. 13]. В мировой литературе, кроме того, для породных ассоциаций, обогащенных углеродистым веществом и рудными элементами, применяются достаточно условные, но получившие широкое распространение термины: черные сланцы, формации черных сланцев и т. д. [21—24], которые включают и выделенные [5—7] формационные типы.

Термин формационный тип, введенный Н. С. Херасковым, объединяет сходные конкретные формации независимо от их местонахождения и возраста. Это позволяет на основе сопоставления конкретных формаций и отдельных членов их парагенезисов выявить некоторые общие геохимические закономерности, связанные с вариациями литологического и химического состава ассоциирующих пород.

В данной работе рассмотрена связь уровня накопления микроэлементов в кремнистых породах отложений кремнисто-глинисто-углеродистого формационного типа с составом ассоциирующих с ними глинистых и карбонатных пород. Постановка такой задачи связана с тем, что кремнистые породы, будучи наиболее устойчивыми при поверхностном выветривании, в первую очередь фиксируются при картировании и геохимическом опробовании, и вопрос с том, насколько их микроэлементный состав коррелируется с составом ассоциирующих с ними глинистых (часто потенциально металлоносных) пород представляет несомненный интерес.

В качестве примеров рассмотрены изученные нами геосинклинальные комплексы Среднего Урала (бардымский комплекс: фтаниты, кремнисто-глинистые сланцы, О—S) и Северного Тянь-Шаня (фтаниты, глинистые сланцы, доломиты беркутской свиты, V—E). Для сравнения использованы данные по литологии и геохимии венд-кембрийских отложений Большого Қаратау [12—15], являющихся стратиграфическими и, вероятно, формационными аналогами отложений беркутской свиты [13]. Данные по химическому составу кремнисто-углеродистых пород, ассоциирующих с глинистыми и карбонатными породами (формации Чаттануга, Фосфория, черные сланцы Восточно-Карпатской флишовой зоны), приведены по литературным источникам [17—19, 21—24]. Литология и химический состав (включая в ряде случаев и микроэлементы) отложений, близких по породным ассоциациям и составу к описываемым нами, достаточно полно охарактеризованы ранее [9, 10 12—15], и мы ограничимся лишь краткой характеристикой изученных нами комплексов, акцентировав основное внимание на специфике распределения микроэлементов в кремнистых и ассоциирующих с ними углеродсодержащих породах.

Образцы основных литологических типов пород, слагающих бардымскую и беркутскую свиты, были отобраны из естественных обнажений и сгруппированы в выборки (17 и 30 проб). Содержание в пробах петрогенных элементов (включая Р) получено при проведении полного химического анализа (лаборатория ВНИИСТРОМ), а Сг, Ni, Co, V, Mo, Pb, Zn, Cu, Ag, Sr, Ba, В — количественного спектрального анализа (лаборатория ядерно-физических методов БГГЭ ИМГРЭ).

Корреляционные соотношения между элементами рассчитаны по программе KLPS в BLI AH СССР при участии О. Г. Шеремета. Построение векторных диаграмм и разбивка элементов по группам проводится по методике, изложенной в работе [23] (фиг. 1): КК — коэффициент концентрации (фактор обогащения) рассчитан по отношению к среднему содержанию микроэлементов в черных сланцах [24], поскольку эта группа пород в целом обладает спецификой в уровне накопления большинства из перечисленных выше элементов.

Отложения бардымской свиты (комплекса) изучены в южной части Среднего Урала (Уфимский амфитеатр) в районе Нижних Серег. В основании комплекса залегают туфогенные породы (туффитовые конгломераты, туфопесчаники с прослоями диабазов), относимые по возрасту к ордовику. Верхняя часть разреза (средний ордовик — силур) представлена чередованием углисто-глинистых сланцев (нередко с граптолитами), фтанитов (часто с радиоляриями и линзочками фосфатов) и песчаников субграуваккового состава (см. фиг. 1, 2, А). В низах пачки отмечаются прослои песчаников и гравелитов с обломками кремнистых пород, нередко обладающих градационной слоистостью. Общая мощность верхней пачки 200—300 м. Мощность горизонтов, представленных чередованием фтанитов и углисто-кремнисто-глинистых сланцев, 50— 75 м.

По химическому составу фтаниты обладают высоким (80—95%, среднее из 17 проб 90,4%) содержанием SiO₂ и низким (1,4—8%, среднее из 17 проб 3,9%)— Al₂O₃. Несколько повышено содержание C_{opr} (среднее из 17 проб 1,2%) и фосфора (0,1—1,2%, среднее из 17 проб 0,4%). Величина Fe₂O₃/FeO составляет 0,5. Карбонатные породы в разрезе практически отсутствуют.

По характеру ассоциирующих пород (радиоляриевые фтаниты, углисто-глинистые сланцы с граптолитами, вулканокласты в основании разреза), по химическому составу фтанитов, наличию включений фосфатов, по отсутствию карбонатных пород эти отложения чрезвычайно сходны с фтанитовой формацией западной части Южно-Уральской геосинклинали [9, 10]. Очевидно, и по условиям формирования они относятся к относительно глубоководным, пелагическим отложениям [10].

Отложения беркутской свиты (\in —O?), представленные толщей фтанитов и кремнистых сланцев с горизонтами глинистых и карбонатных пород, слагают узкую синклинальную структуру субширотного простирания в восточной части Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоны Тянь-Шаня. Фтаниты, чередующиеся с кремнисто-глинистыми и глинистыми углеродистыми сланцами, преобладают в нижней и верхней частях разреза (см. фиг. 2, *B*). В средней части существенную роль играют карбонатные породы (доломиты с отдельными прослоями известняков). Общая мощность свиты колеблется от 500 до 700 м. Характерной особенностью нижней и средней частей разреза является присутствие горизонтов с чередованием кремнистых и карбонатных пород (мощность



Ag M Conr Ð (Sr) = = = .7 6

Фиг. 1. Соотношения между микроэлементами в кремнистых породах углеродистых формаций в зависимости от уровня карбонатности разреза А — фтаниты и кремнистые сланцы Юго-Западного Урала (бардымская свита, нижний палеозой); данные силикатного и количественного спектрального анализа 17 проб; Б — кремнистые сланцы формации Чаттануга (51 проба) [17, 24]; В-кремнистые сланцы формации Фосфория [18, 23, 24]; 1-5-типы пород в колонках (1-алеврито-песчаные, 2-фтаниты, кремнистые сланцы, 3 — глинисто-углеродисто-кремнистые сланцы, 4 — глинистые сланцы, 5 — карбонатные породы); 6-10 — корреляционные группы (по [22, 23]) (6 — терригенная, 7 — органогенно-хемогенная. 8 — аутигенно-диагенетическая, 9 — карбонатная, 10 — кремнезем (органогенно-хемогенный); 11 — химические элементы; 12 — элементы, не входящие в корреляционные группы. Нижний ряд диаграмм — коэффициенты концентрации (КК) типоморфных элементов в кремнистых сланцах; масштаб логарифмический: центр — 0,1 КК, внутренняя окружность — 1 КК. внешняя окружность — 10 КК

R



Фиг. 2. Уровень содержания микроэлементов в кремнистых породах углеродистых. формаций

А — фтаниты (Юго-Западный Урал), кремнисто-терригенный подтип (17 проб); Б — лидиты, слабокарбонатный флиш (Восточно-Карпатская зона) [19] (15 проб); В — карбонатно-кремнистые отложения беркутской свиты (Восточная Киргизия): а — фтаниты (18 проб); б — доломиты (17 проб); в — черносланцевая толща, включая глинисто-углеродистые сланцы (средневзвешенное, 56 проб); Г — фтаниты (Каратау) [13—15]; типы пород: І — фтаниты, лидиты; 2 — углеродистые сланцы; 3 — алевролиты, пы, пссчаники; 4 — алевролиты, станцы, 5 — тиллиты (?), 6 — туфобрекчии; 7 — известняки; 8 — доломиты; 9 — яшмоиды, силициты; 10 — метаморфические породы

прослоев от, 1 до 15 см, редко до 70 см). К этим же горизонтам приурочены прослои кремнисто-глинистых сланцев с повышенным содержанием C_{opr} и ванадия («ванадиеносные сланцы»). Фрагмент этой части разреза представлен на фиг. 3, Б. Важной особенностью кремнистых и карбонатных пород здесь является обилие органических остатков (радиолярии в кремнистых породах, акритархи и сфероидальные колонии водорослей (?) — в карбонатных). На участках, не затронутых последующей перекристаллизацией, они составляют основную массу пород. Фтаниты и кремнистые сланцы обладают тончайшей параллельной и микролинзовидной слоистостью.

По химическому составу фтаниты беркутской свиты по сравнению с фтанитами Урала обладают несколько повышенным содержанием крем-



Фиг. 3. Распределение ванадия, молибдена и серебра по профилю литологических колонок кремнисто-углеродистых отложений (А — Большой Қаратау, месторождение Баласаускандық [12] и Б — Восточная Киргизия, беркутская свита)

1 — глинисто-кремнистые сланцы; 2 — глинисто-карбонатные сланцы; 3 — карбонатные включения и глыбы; 4 — углистые сланцы; 5 — фтаниты и углеродисто-кремнистые сланцы; 6 — тонкие прослои углеродисто-кремнистых сланцев среди фтанитов; 7 — углеродистые доломиты; 8 — брекчии; 9 — тиллоиды (?); 10—11 — прослои, обогащенные остатками организмов (10 — акритархи, водоросли; 11 — раднолярии); Мо и Ад приведены в условных единицах

незема (до 96,6%, среднее из 18 проб 94%) и пониженным содержанием всех остальных петрогенных элементов (например, среднее содержание Al_2O_3 1,1%), что свидетельствует о почти полном отсутствии привноса терригенного материала при их формировании и, вероятно, о преимущественно биогенном характере их осаждения. Содержание C_{opr} (среднее из 18 проб 1,5%) в них близко к среднему значению для уральских фтанитов (1,2-1,3%).

Отсутствие в разрезе обломочных пород, резкое преобладание кремнистых биогенных осадков, характеризующихся микрослоистыми текстурами (признак замедленной седиментации), преобладание среди органических остатков радиолярий и акритархов, все это свидетельствует об относительно глубоководных условиях формирования этих отложений. В то же время присутствие в разрезе прослоев карбонатных пород, чередующихся с кремнистыми, свидетельствует об их формировании выше уровня карбонатной компенсации.

Анализ литературных источников показывает, что большинство углеродистых отложений, где существенную роль в разрезах играют кремнистые осадки, формировалось в сравнительно глубоководных условиях [4, 9, 10, 12, 14, 15, 17, 18]. В то же время многие из этих отложений содержат то или иное количество карбонатных пород. Поскольку последние, по крайней мере в домеловое время, формировались главным образом в условиях неритовых фаций, уровень карбонатности кремнисто-углеродистых отложений может до известной степени быть индикатором уровня их относительной мелководности. Именно с этой точки зрения представляет интерес сопоставление геохимических особенностей кремнисто-углеродистых отложений в разрезах формаций с различной степенью проявления процессов карбонатонакопления.

На фиг. 1 приведены схематизированные литологические колонки ряда формаций с последовательным увеличением (слева направо) удельного веса карбонатных пород в разрезах. Как видно из корреляционных диаграмм, построенных по нашим и литературным [22, 23] данным, в кремнистых породах этих формаций наблюдаются существенные различия как по уровню концентраций микроэлементов, так и по характеру корреляционных связей между ними, позволяющих сгруппировать их в определенные микроэлементные комплексы. В ряду (см. фиг. 1): (А) фтаниты Юго-Западного Урала (бардымская свита) — (Б) кремнистые породы формации Чаттануга->(В) кремнистые отложения формации Фосфория [17, 18] обращает на себя внимание: 1) увеличение числа элементов, коррелированных с органическим веществом; 2) ослабление корреляционных связей в терригенной группе (черная заливка); 3) увеличение общего уровня содержания элементов в кремнистых породах, что фиксируется на диаграммах кларков концентрации (на фиг. 1 — нижний ряд круговых диаграмм).

Минимальные концентрации таких элементов, как Ag, V, Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, Cr, Ba, Sr (ниже 0,5 коэффициента концентрации), отмечаются в отложениях бардымской свиты Юго-Западного Урала. Характерной особенностью разреза этого типа является отсутствие карбонатных фаций.

Максимальные концентрации перечисленных элементов в углеродисто-кремнистых породах (см. фиг. 1, В) отмечаются в стложениях формации Фосфория (западная часть США), на фациальном профиле которой кремнистые породы тесно ассоциируют с карбонатными породами. Специфика состава кремнисто-углеродистых пород этого типа объясняется наличием фациальных переходов от миогеосинклинальных к платформенным условиям накопления отложений этой формации [6, 18, 21].

Промежуточное положение по содержанию микроэлементов занимают ют углеродисто-кремнистые породы, залегающие среди отложений формации Чаттануга [17, 21]. Здесь разрез сложен черными кремнистыми и глинистыми сланцами с подчиненными тонкими прослоями песчаников и кремней, линзами известняков и фосфатными желваками. Карбонатные фации здесь имеют явно подчиненное значение и приурочены главным образом к верхним частям разреза. Тем не менее присутствие отдельных линз известняков среди сланцев свидетельствует о наличии хотя бы зачаточных форм карбонатонакопления в процессе формирования фосфатоносных толщ данной формации.

Таким образом, намечается общая тенденция зависимости степени обогащенности углисто-кремнистых пород перечисленными микроэлементами от фациальных условий формирования кремнисто-глинистоуглеродистых толщ, и в частности от уровня карбонатности пород разреза.

Более конкретно этот вопрос может быть рассмотрен при сопоставлении детальных литологических колонок разрезов черносланцевых толщ, включающих кремнисто-углеродистые породы. В качестве примера приведены литологические колонки месторождения Баласаускандык, одного из типичных для кембро-вендского ванадиеносного бассейна Центрального Казахстана и Средней Азии [12], и колонка одного из разрезов беркутской свиты (Восточная Киргизия), составленная по нашим данным (фиг. 3).

Анализ литологических и геохимических данных, отраженных на приведенных колонках, позволяет сделать некоторые общие выводы. 1. Максимальные концентрации таких рудных компонентов, как V, Mo, Ag, в кремнистых сланцах и кремнях, приурочены к участкам тонкого чередования кремнистых и карбонатных пород.

2. Прослои кремнистых и карбонатных пород из участков их тонкого чередования обычно заметно обогащены (а порою и полностью слагаются) органическим веществом и остатками организмов (радиолярии в кремнистых породах, акритархи и различные виды водорослей — в карбонатных и карбонатно-кремнистых породах), что свидетельствует о бурном развитии и интенсивном захоронении планктокных организмов именно в те отрезки времени, которые характеризовались чередованием карбонато- и кремненакопления.

Учитывая, что основная часть разреза, включающая рудоносные горизонты [8], представлена чередованием черных кремпистых (радиоляритовых) и глинисто-кремнистых сланцев, эти отложения относятся к черносланцевой фации (типичная пелагическая обстановка, по Р. К. Селли [4]).

Однако присутствие среди кремнистых образований горизонтов тонкого чередования кремней и известковисто-доломитовых пород свидетельствует о том, что формирование этих толщ происходило, по-видимому, на границе с неритовой зоной карбонатонакопления, т. е. либо в пределах склона (экдотема, по терминологии Дж. Рича [20]), либо в пределах грабеновых структур, где карбонаты, обычно относимые к шельфовым и рифовым фациям, входят в комплекс пелагических осадков (схема Р. К. Селли [4]). Судя по общей морфологии бассейнов, в которых происходило накопление черносланцевых толщ (узкие, часто разветвляющиеся синклинорные зоны, тесно связанные с крупными структурными единицами разломного характера), второе предположение представляется нам наиболее вероятным. Об этом же может свидетельствовать и отсутствие в основании разреза терригенных пород — начальных членов нормального трансгрессивного цикла.

По-видимому, именно такое сочетание фаций в условиях сложной тектонической обстановки способствовало интенсивному развитию планктона [14] и его быстрому захоронению и накоплению, а процессы последующего диагенеза и эпигенетических преобразований [2, 15] способствовали накоплению в этих толщах, и в том числе в кремнистых породах, таких элементов, как V, Mo, Ag и целого ряда других полезных компонентов, создающих в этих условиях надкларковые (близкие крудным) концентрации.

Таким образом, достаточно четко вырисовывается тесная связь состава микроэлементной примеси в кремнистых породах углеродистых формаций с палеофациальными и палеоформационными условиями их образования. В частности, достаточно четко устанавливается связь углеродисто-кремнистых пород, максимально обогащенных микроэлементами, с фациями переходных типов (известняково-кремнистая в пределах склонов на границе с пелагиалью, либо грабеновая ассоциация, по Р. К. Селли [4].

Обобщающая иллюстрация этого положения приведена на фиг. 2. Уровень содержания микроэлементов в углеродисто-кремнистых породах (круговые диаграммы коэффициентов концентрации) последовательно возрастает от бескарбонатных (см. фиг. 2, A — бардымская свита Юго-Западного Урала) и слабокарбонатных (B — флишевые отложения Восточно-Карпатской зоны, по К. В. Папиу с соавторами [19]) разрезов к разрезам, где уровень карбонатонакопления, чередующегося с кремненакоплением, резко возрастает (B — беркутская свита, Восточная Киргизия, наши данные, Γ — фтаниты Каратау, по [9—11]).

Из анализа диаграмм видно, что в первом из рассмотренных случаев (A) надкларковым содержанием выделяется только фосфор, являющийся характерным элементом терригенно-кремнистых отложений батиальных комплексов [3].

Для лидитов флишевых слабокарбонатных отложений Восточно-Карпатской зоны характерны несколько повышенные концентрации всех перечисленных элементов, но кларкового уровня ¹ достигают лишь Си и Ва.

В кремнистых породах беркутской свиты (см. фиг. 2, *B*, *a*), где наблюдается чередование кремнистых и карбонатных литофаций, отмечаются уже вышекларковые значения целого комплекса рудных компонентов: Mo, Cu, V, Pb, Ni и др.

Для сравнения приведены уровни концентрации этих же элементов в карбонатных породах разреза (см. фиг. 2, *B*, *б*), характеризующиеся пониженной концентрацией большинства рудных элементов и повышенными содержаниями P, Ba, Sr. Таким образом, сами карбонатные породы не концентрируют рудные компоненты, фиксируя лишь переход от чисто кремнистых фаций (фтаниты) к кремнисто-карбонатным.

Средневзвешенные содержания рудных элементов по разрезу (см. фиг. 2, *B*, *a*) достаточно близки к уровню концентрации этих элементов в кремнистых разностях, что подтверждает представительность этих пород при оценке металлогенической специфики черносланцевых толщ.

Наиболее высокие концентрации Pb, Åg, P, Mo, V, Cr, Sr, Ва зафиксированы во фтанитах Каратау [15], где, как мы уже отмечали (см. фиг. 3), наблюдается характерное чередование кремнистых и карбонатных пород, свидетельствующее о специфике фациальной обстановки, существовавшей в период их формирования.

В задачи данной работы не входил детальный анализ механизма формирования углеродистых металлоносных формаций, поскольку эти вопросы в полном объеме на основе обширного фактического материала рассмотрены в работах [1, 12—15]. Нам хотелось бы отметить специфику геохимических особенностей кремнистых пород, зачастую определяющих облик древних углеродистых формаций. Особого внимания эти породы заслуживают в связи с тем, что кремнезем является одним из главных биофильных элементов, и для послерифейского времени «образование высоких концентраций SiO₂ происходит только биогенно» [8, т. 2, с. 278].

Наблюдающиеся в кремнистых породах высокие содержания V, Mo, Ag и других микроэлементов при относительно низком содержании в них терригенных компонентов подтверждают наличие отмеченной ранее тесной парагенной ассоциации кремнезема, органического вещества и серии биофильных микроэлементов [12].

Таким образом, кремнистые породы в углеродистых формациях являются достаточно чутким индикатором палеофациальных условий осадконакопления, отражая с помощью уровня концентрации в них спектра биофильных микроэлементов степень биопродуктивности, соответствовавшей той палеофациальной обстановке, в которой они формировались. В данном случае наибольшее обогащение микроэлементами наблюдается в кремнистых породах сформировавшихся на стыке кремнистых (пелагических) и карбонатных (неритовых) фациальных зон. Такая корреляция между составом углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинистых разностей отложений кремнисто-глинисто-углеродистого формационного типа может быть использована при картировании в районах с плохой обнаженностью, так как анализ имеющихся коренных обнажений кремнистых пород может дать полезную предварительную информацию о металлогенической специфике исследуемых черносланцевых толщ.

Литература

- Анкинович С. Г., Анкинович Е. А. Условия накопления и формирования рудоносных сланцев нижнего палеозоя в Южном Казахстане.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 356—374.
 Ермолаев Н. П. Факторы мобилизации и перераспределения рудных микроэлемен-
- 2. Ермолаев Н. П. Факторы мобилизации и перераспределения рудных микроэлементов в углеродисто-кремнистых сланцах венда — нижнего палеозоя. — Проблемы осадочной геологии. Вып. 7, кн. 2. М.: Наука, 1981, с. 82—88.

¹ Следует отметить, что за кларк приняты средние содержания в углеродистых сланцах [24].

- 3. Пучков В. Н. Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
- 4. Селли Р. К. Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 372 с.
- 5. Созинов Н. А. О геохимических особенностях углеродисто-кремнистой формации.— Литология и полез. ископаемые, 1969, № 1, с. 78—92.
- 6. Созинов Н. А. Углеродистые породы докембрия и фанерозоя. В кн.: Докембрий и проблемы формирования земной коры. М.: Наука, 1978, с. 118—157.
- 7. Созинов Н. А., Сидоренко Св. А. О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3, с. 684—687. 8. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1—2. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 1, 212 с.; т. 2, 574 с. 9. Хворова И. В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого.— В кн.:
- Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. 1. М.: Наука, 1968, с. 9—37. 10. Хворова И. В., Золотарев Б. П., Гусарева А. И. Микроэлементы в эвгеосинклиналь-
- ных кремнистых породах Южного Урала. Литология и полез. ископаемые, 1972. № 6, c. 26-41.
- 11. Херасков Н. П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 403 с.
- 12. Холодов В. Н. Ванадий. М.: Наука, 1968. 248 с.
- 13. Холодов В. Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. Статья 2. Литология и полез. ископаемые, 1970, № 4, с. 29-44.
- 14. Холодов В. Н. Фациально-палеогеографические условия образования руд ванадия и фосфора в Каратау.— Литология и полез. ископаемые, 1972, № 6, с. 80-94.
- 15. Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 262 c.
- 16. Шатский Н. С. Избранные труды. Т. З. М.: Наука, 1965, с. 7-12.
- 17. Glover L. Stratigraphy and uranium content of the Chattanooga shale in Northeastern Alabama, North Western Georgia and Eastern Tenessee.— Bull. U. S. Geol. Surv., 1959, № 1087-E, p. 133-168.
- 18. Mc. Kelvey V. E., Williams Y. S., Sheldon R. P. The Phosphoria, Parc City and Shedhorn formations in the western phosphate field .- U. S. Geol. Surv. Profess.
- Paper. 1959, № 313-A, 47 p.
 19. Papiu C. V., Alexandrescu G., Josef V. e. a. Mineralogical—chemical study of the black shales and associated ferrolites from the East Carpathians flysch.—Dari de seama ale sedintelor, 1976, v. LXIII, p. 159-238.
- 20. Rich J. L. Three critical environments of deposition and criteria of recognition of rocks
- Rich J. L. Three critical environments of deposition and criteria of recognition of rocks deposited in each of them.— Bull. Geol. Soc. America, 1951, v. 62, p. 450-465.
 Swarson R. W., McKelvey V. E., Sheldon R. P. Progress report on the investigation of Western Phosphate Deposits.— U. S. Geol. Surv. Circ., 1953, № 297. 19 p.
 Vine J. D. Element distribution of some shelf and eugeosinclinal black shales.— Bull. U. S. Geol. Surv., 1966, № 1214-E. 31 p.
 Vine J. D., Tourtelot E. B. Geochemical investigation of some black shales and associated rocks.— Bull. U. S. Geol. Surv., 1969, № 1314-A. 43 p.
 Vine J. D., Tourtelot E. B. Geochemistry of black shale deposits. A summary report.— J. Geol., 1970, v. 65, № 3, p. 253-272.

ИЛСАН Москва

Поступила в редакцию 12.IV.1983

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.492(470.5)

НАХОДКА РЫБ В БОКСИТАХ ЮЖНОУРАЛЬСКОГО БАССЕЙНА. ВОЗРАСТ БОКСИТОВ

БОЛЬШУН Г. А., ФЕДОРОВ Н. В.

По установившемуся представлению бокситоносная формация миогеосинклинальной области Урала, общей протяженностью до 1600 км, содержит два бокситоносных горизонта: ранне- и позднефранского возраста. Причем бокситы рудоносных районов Полярного (Карский район), Северного (Красновишерский район) и Среднего (Пашийский район) Урала всеми исследователями относятся к пашийскому горизонту нижнего франа. Относительно возраста бокситов южного фланга формации, протяженностью около 200 км, куда относятся Нижнесергинский район и Южноуральский бассейны, в последние годы нет установившегося мнения. Большинство исследователей относят их к орловскому горизонту верхнего франа.

Авторами рассматривалась зависимость развития бокситоносной формации западного склона Урала от эволюции восточного края Русской платформы [3]. В частности Пашийский, Нижнесергинский и Южноуральский бокситоносные районы тяготеют к крупному, стабильно существовавшему в течение среднего девона и самого раннего франа Осинцевско-Башкирскому своду. После раннефранского этапа (пашийское время) регионального подъема Русской платформы и западного склона Урала в верхнефранское время имела место крупнейшая трансгрессия, охватившая названные структуры. Окончательно погрузился и Осинцевско-Башкирский свод.

Авторами уже отмечалась неоднозначность возрастной характеристики сборов фауны в разные годы по вмещающим боксит известнякам Нижнесергинского и Южноуральского районов [3].

Новые сборы фауны последних лет по Южноуральскому бассейну и находки рыб в самих бокситах позволяют внести коррективы в представления о позднефранском возрасте южного фланга бокситоносной формации западного склона Урала.

Южноуральский бокситовый район (ЮУБР) является основным и наиболее изученным в Западноуральской бокситоносной провинции позднедевонского возраста. Он приурочен к Улуирской синклинали. Протяженность рудного горизонта составляет более 75 км.

В современной структуре Урала сохранилась только часть первоначальной рудоносной площади с естественным выклиниванием бокситов в северо-западном и западном направлениях. Восточная часть бассейна оборвана системой надвигов и контактирует с древним комплексом пород Башкирского антиклинория Центрального Урала.

Бокситовый горизонт характеризуется значительным разнообразием. По фациальному типу разреза и качеству руд в пределах ЮУБРа выделяется ряд групп месторождений и рудопроявлений. Наиболее качественные бокситы карстового типа сосредоточены в Новопристанской и Кукшинской группах месторождений. Большую продуктивность и размеры залежей имеет Новопристанская группа, куда относится, в частности, Блиново-Каменское месторождение.

Залежи следующей, Улуирской группы чрезвычайно пострадали от последующего размыва и привноса песчаного материала с Сулеймановского поднятия во время ингрессии.

Вязовская группа с одноименным месторождением представлена бокситами, образование которых связано с временными континентальными водоемами. Последнюю Юрюзанскую группу составляют многочисленные рудопроявления на склонах Сулеймановского поднятия. Эти рудопроявления представлены оолитовыми комплексными алюможелезными рудами, не отвечающими современным кондициям на бокситы. Они образовались в прибрежной зоне шельфа, однако перерыв в осадкообразовании зафиксирован и здесь.

Бокситы представляют собой породу диаспор-бёмитового состава, залегают на известняках. Они всегда связаны с перерывом в осадконакоплении, процессами корообразования и латеритного выветривания. В строении бокситов различаются два подгоризонта. Нижний сложен красными бокситами, заполняющими карстовые формы рельефа. Мощность, величина и очертания залежей определяются характером карстового рельефа подстилающих боксит известняков. Верхний подгоризонт серых («пестроцветных») бокситов в отличие от красных имеет подчиненное промышленное значение. Обычно маломощен, образование его связано с ингрессией моря. На Улуирской площади пестроцветный подгоризонт фациально замещается песчано-глинистыми отложениями, в нижней части которых постоянно залегает слой (до 1,0—2,5 м) аллитов и сиаллитов. Мощность песчаников часто составляет 5—6 м, иногда до 8 м. Вязовские бокситы формировались в дельтовой части долины. Их образование связано с временными



Остатки панцирной рыбы Bothriolepis ef cellulosa Pander. и чешуя Moythomasia sp. в бокситовом пласте. Кости и фрагменты панциря головы, туловища, брюшной кости (вид по напластованию)

водоемами. Они представлены бобово-оолитовыми бокситами шамозит-бёмитового состава. Залегают бокситы чаще на закарстованных известняках, но обычны в почве и аллитовые образования; они перекрываются мощной (15—23 м) пачкой карцевых песчаников.

Фаунистическая характеристика самих бокситов скудная. А. К. Белоусов [2], открывший южноуральские бокситы, относит Новопристанскую группу (пашийский горизонт) к раннему франу, а оолитовые руды западного крыла Сулеймановской антиклинали — к более молодым (орловский горизонт верхнего франа) образованиям.

Общепринятое в настоящее время представление о верхнефранском возрасте бокситов принадлежит А. П. Тяжевой [7]. Она впервые установила, что разнофациальные бокситы принадлежат одному и тому же горизонту, и отнесла их при этом к орловскому горизонту.

В послевоенные годы при разведочных и поисковых работах новые сборы фауны и уточнение возраста бокситов не проводились.

Палеонтологическая характеристика бокситов сводится к следующему. При разведке и эксплуатационных работах в разные годы в темно-серых и серых бокситах Межевого лога указывались находки Lingula sp., Amphipora sp., отпечатки растительных остатков, чаще приводился коралл Schluteria kostetskae Soshk.

остатков, чаще приводился коралл Schluteria kostetskae S o s h k. И. С. Делицин [4] из прослоя бокситизированного известняка в красном боксите Блиново-Каменского месторождения и из красного боксита приводит следующую фауну: Spinatrypa tubaecostata P a e c k. Rhynchospirifer altus B r e i v e l. и крупные ортоцерасы — Paramooreoceras (определение X. С. Розман, ГИН АН СССР и Ф. А. Журавлевой, ПИН АН СССР), на основании которой им сделан вывод о живетском возрасте бокситов.

По нашим сборам из красного перемытого боксита Блиново-Каменского месторождения были определены фораминиферы *Tikhinella measpis* В ук. и водоросли *Nodosinella tatarstanika* Antr. (определение Н. П. Малаховой, УНЦ АН СССР). При этом сделано заключение о воронежском (орловском) возрасте бокситов. Обращает на себя внимание, что заключение об орловском горизонте базируется не столько на фауне, сколько на традиционных взглядах о возрасте бокситов.

Приведенная выше фауна из боксита Блиново-Каменского месторождения известна и в более низких горизонтах франа как на Урале, так и на Русской платформе, a Schluteria (Disphyllum) kostetskae Soshk. является иногда породообразующим в кыновском горизонте нижнего франа всего западного склона Урала.

В этой связи большой интерес представляют новые находки. В боксите нами впервые обнаружены остатки панцирных и кистеперых рыб. Родовой состав их позволяет не только внести весьма важные коррективы в представления о возрасте бокситов, но и дает конкретное свидетельство о фациальной обстановке формирования бокситов. В скважине Улуирского месторождения в сером мелкобобовом диаспоровом боксите, испытавшем размыв и разубоживание привносом обломков сланцев и известняков с содержанием, %: Al₂O₃ 35, SiO₂ 25,16 и CaO 33,91, обнаружены остатки панциря головы, туловища и плавников Bothriolepis cf. cellulosa P a n d e r и фрагменты кистеперых рыб Holoptychidae gen. ind., Latvius? sp. н Crossopterigii? gen. nov., Moythomasia sp. (фигура). Позднее поиски подобных отпечатков предпринимались Бакальской ГРП. В серых алевролитах продуктивного горизонта (не опробованного) одной из скважин, отстоящей от первой на расстоянии 7 км, также были обнаружены фрагменты и чешуя рыб Bothriolepis sp., Moythomasia sp., Latvius? sp., Rhinodipterus? sp. По заключению В. Н. Талимаа (ЛитНИГРИ), сделавшей определение остатков рыб, родовой состав их полностью соответствует родовому составу снетогорских слоев (основание плявинского горизонта) Прибалтики и Псковской области.

Итак, эпоха бокситообразования по фауне рыб датируется ранним франом, что хорошо увязывается и с фаунистической характеристикой вмещающих пород.

Кровля бокситов, представленная сланцами, песчаниками или известняками, всегда залегает согласно. Непосредственно над бокситами фауна обычно скудная, представлена проходящей формой — мелкими Atrypa tubaecostata P a e c k, выше (на 10—15 м) обычно наблюдаются породообразующие заросли коралла Disphyllum kostetskae S o s h k. и еще выше массовые скопления Theodossia anossofi Vern. Другая фауна значительно менее распространена. По последней форме кровлю бокситов традиционно все исследователи относят к усть-катавскому горизонту верхнего франа.

Однако вся без исключения фауна, известная из кровли бокситов, появляется в геологическом разрезе западного склона Урала раньше — в мендымском горизонте с Manticoceras intumescens В е у г. Причем не в единичных находках, а часто в массовом скоплении (геологические разрезы в районе дер. Аптряково р. Ураим и т. д.). Поэтому нет объективных причин не относить возраст кровли к мендымскому горизонту верхнего франа.

Возраст почвы бокситового горизонта. Бокситы Южноуральского бассейна залегают почти повсеместно на серых толстослонстых известняках, только Кукшикская и частнино Вязовская площади характеризуются развитием светло-серых водорослевых известняков, мощность которых достигает 8—10 м. По движению на север к Айлинской площади мощность светло-серых известняков уменьшается до 2—3 м. В северной части ЮУБРа на месторождениях Межевой, «Барсучий Лог» бокситы в большинстве случаев залегают на темно-серых слоистых известняках. Так как в переслаивании участвуют и более светлые известняки, при неглубоком вскрытии подстилающих известняков создается ложное представление о залегании бокситов на разных известняках.

Литологическая неоднородность подстилающих бокситовый горизонт известняков привела многих исследователей к выводу о залегании бокситов со значительным размывом на разных стратиграфических уровнях — франа-саргаевском или самеоновском горизонте. Это представление установилось после работ В. С. Мелещенко [6], В. П. Марковского [5]. Позднее неоднократно возобновлялись поисковые работы как в запалной (Юрюзанской) бокситовой полосе — на западном склоне Сулеймановского поднятия, так и на территории самого Южноуральского бассейна.

В этой связи обращает на себя внимание значительное изменение в 70—80-е годы состава фауны из подстилающих боксит известняков по сравнению с фауной, описанной в 50—60-е годы. Многолетние 1970—1983 гг. поисковые работы, сопровождающиеся тщательным сбором фауны не подтвердили присутствия таких форм, как *Hypothyridina* ex gr. cuboides S ow., Adolfia aff. deflexa Roem., Cyrtospirifer tenticulum Vern., на основании которых возраст известняков считался верхнефранским. Списки фауны последних лет из подстилающих боксит известняков ни по одной группе фауны не подтверждают возраст моложе саргаевского горизонта. Наиболее часто, почти повсеместно распространены брахиоподы Atrypa tubaecostata P a e c k., A. uralica N a l., Emanuella subumbona H a 11., Lamellispirifer novosibiricus T o 11., Cyrtospirifer murchisonianus K o n., коралл Disphyllum ef. paschiensis S o s h k, остракоды Uchtovia ex gr.

Выводы разных исследователей о возрасте подстилающих известняков в Юрюзанской рудоносной зоне противоречивы. Если учитывать, что подстилающие боксит известняки на ЮУБРе не имеют четкой границы с отложениями живетского яруса, то при малой мощности (Айлинская площадь) их, видимо, следует относить к верхнеживетским — нижнефранским образованиям.

При максимальной сохранности подстилающих боксит известняков (до 30—40 м) верхняя их часть, возможно, принадлежит саргаевскому горизонту нижнего франа Более поздний возраст фактическим материалом не подтверждается ни в пределах собственно ЮУБРа, ни в западной Юрюзанской рудоносной зоне.

Нижнефранский возраст континентальной эпохи бокситообразования подтверждается общим геологическим развитием западного склона Урала. Осадконакопление средневерхнедевонского периода в миогеосинклинальной области Южного и Среднего Урала контролировалось Осинцевско-Башкирским поднятием. К позднему франу эта структура окончательно погружается [1].

Литература

- . 1. Алиев М. М., Батанова Г. П., Хачатрян Р. О. и др. Девонские отложения Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1978. 216 с.
- 2. Белоусов А. К. Бокситы и диаспор-шамозитовые руды западного склона Южного Урала. — Тр. ВИМС, 1937, вып. 112, т. 2, с. 70—106.
- 3. Большун Г. А., Федоров Н. В. Структурное положение и возраст девонских бокситов западного склона Урала. В кн.: Бокситы и бокситоносные отложения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981, с. 17-29.
- 4. Делицин И. С., Кинева Е. П., Кутейникова Ж. С. К находке фауны в бокситах западного склона Южного Урала.— Геология руд. месторождений, 1974, № 1, с. 110— 114.

- 5. Марковский Б. П. Очерк стратиграфии девонских отложений западного склона Среднего и Южного Урала.— Матер. ВСЕГЕИ, 1948, сб. 8.
- 6. Мелещенко В. С. О находках фауны и флоры в девонских бокситах западного склона Южного Урала. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1947, т. 22(1), с. 67—71.
- 7. Тяжева А. П. К стратиграфии франских отложений района рек Ищелька-Сикияз и среднего течения р. Ай (Южный Урал).— Сов. геология, 1940, № 11, с. 94—97.

ПГО «Уралгеология» Свердловск Поступила в редакцию 3.IV.1984

УДК 553.32:551.7.022

О ПАРАГЕНЕЗИСЕ МАРГАНЦЕВЫХ РУД И РЫБНЫХ ОСТАТКОВ

ТУМАНИШВИЛИ Г. П.

В западной зоне погружения Грузинской глыбы к олигоценовым отложениям приурочены Чиатурское, Чхари-Аджаметское, Шкмерское месторождения и ряд других проявлений марганца. За последние десятилетия южнее Чхари-Аджаметской марганценосной полосы в центральной части Квирильской депрессии на глубине 400—850 м выявлены и развиты новые перспективные площади гидроокисно-карбонатных и карбонатных марганцевых руд.

Марганцеворудный горизонт, характеризующийся разнообразным строением и литологическим составом, хорошо выдержан почти по всей площади центральной части депрессии и располагается в основании нижнеолигоценовых отложений. Подстилающие марганценосные отложения позднеолигоценовые мергели отделяются от продуктивного марганцеворудного горизонта подрудными образованиями раннего олигоцена мощностью от 0,5 до 5-10 м. В восходящем разрезе мергели сменяются мергелистыми опоками с хадумской фауной, глауконитовыми и полимиктовыми туффитами, опал-монт-мориллонитовыми породами бентонитового типа, «металлоносным рыбным пластом». Органогенные фосфориты отделяются от марганцеворудного горизонта прослоями глауконитита и окисных железных руд типа бурого железняка. Мощность рудного горизонта меняется от 0,3 до 3 м и более. С увеличением мощности подрудных раннеолигоценовых образований возрастает и мощность продуктивного горизонта, в котором рудонакопление начинается маломощными (2-3 см) прослоями карбонатных минералов марганца, сменяющихся вверх по разрезу смешанными манганит-родохрозитовыми рудами, а затем, как правило, карбонатными марганцевыми. Почти всегда на границе смешанных и карбонатных руд присутствует слой железных или железомарганцевых руд. В пределах распространения рудного горизонта надрудными образованиями являются силициты-опоки и спонголиты.

Как известно, скопления и отдельные включения костного детрита являются одной из характерных особенностей майковсих отложений юга СССР. Наиболее известны и палеонтологически изучены фосфатизированные остатки скелетов рыб в тех местах, где они концентрируются и формируют так называемые «рыбные кладбища» [4, 5, 9, 12, 14]. Эти «рыбные кладбища» на Северном Кавказе, Мангышлаке, в Карпатах и Закавказье приурочены к отложениям верхнего олигоцена, а в районах распространения марганценосных отложений (Мангышлак, Лаба) обычно оторваны во времени или в пространстве от марганцевых руд.

В пределах Квирильской депрессии «металлоносный рыбный пласт» в разрезе занимает средний уровень подрудных образований. Участки с максимальным развитием «рыбного пласта» совпадают и почти повторяют контуры распространения интенсивного марганцевого оруденения «Рыбный пласт» мощностью 0,1—0,3 м представлен тонким чередованием алевролитов и глин, сложенных преимущественно раздробленным костным детритом с прослоями, обогащенными тонкодисперсными сульфидами железа и реже цинка.

Основная масса «рыбного пласта» сложена темно-серым, до черного цвета, пелитоморфным пирит-монтмориллонитовым веществом, переполненным фосфатизированными чешуями рыб, зубами акул и другим неопределимым костным детритом. В строении последних кроме минералов фосфора (курскит, франколит) принимают участие кальцит и барит, часто в виде прожилков и гнезд. Наряду с органогенными остатками многочисленны мелкие, округлые, плоские стяжения курскита, опала, халцедона, пирита и зерна глауконита. Нередки в фосфоритовых желваках хорошо сохранившиеся спикулы губок и трещины высыхания геля, заполненные опалом, халцедоном, баритом, десмином и глауконитом. В «рыбном пласте» присутствует в количестве до 15% алевропсаммитовый кластический материал, представленный плагиоклазом, кварцем, биотитом, мусковитом, пироксеном и обломками эффузивных пород. Встречаются единичные остатки микрофауны, замещенные родохрозитом.

Содержание P_2O_5 в слоях органогенных фосфоритов и в отдельных стяжениях меняется в широких пределах от 10 до 25%. Кроме того, в них отмечается присутствие повышенного количества целого ряда элементов — Ni, Co, Ba, Sr, Zn, As, Sb, Cd, La, Sm; содержание марганца от 0,2 до 2%.

Sm; содержание марганца от 0,2 до 2%. В нижнеолигоценовых отложениях Западной Грузии широко распространены скопления фосфоритов желвакового типа. Они пространственно и генетически связаны с марганцево-кремнистыми и глауконитовыми образованиями, которые приурочены к тому же горизонту нижнего олигоцена, в котором залегают месторождения марганца Чиатурского типа [2, 7, 8, 10].

Интересно отметить, что в пределах Квирильской депрессии наряду с опалом, монтмориллонитом и клиноптилолитом минералы фосфора являются сквозными аутигенными минералами и имеют широкий стратиграфический диапазон распространения от верхнего эоцена до верхнего олигоцена включительно.

В более широком плане совместное нахождение марганцевых руд с рыбными остатками, фосфоритами, железными рудами, кремнистыми породами и «черными» сланцами было описано в работах Г. А. Мачабели и др. [6], Г. Ю. Бутузовой и Л. Е. Штеренберга [1], Н. И. Хамхадзе [10], Д. П. Долидзе и др. [3], М. М. Мстиславского и А. В. Коче-нова [5], И. А. Шамрая [14]; в пределах всего майкопского Паратетиса это парагенетическое сочетание было недавно исследовано В. Н. Холодовым [13]. По-видимому, существование такого сложного парагенеза может иметь значение при поисках отдельных рудных скоплений, а также для уточнения генезиса стратиформных олигоценовых марганцевых руд (источник до сих пор остается дискуссионным).

Литература

- 1. Бутузова Г. Ю., Штеренберг Л. Е. Распределение марганца и железа в хадумских отложениях Грузии.— Литология и полез. ископаемые, 1964, № 1, с. 40-56.
- 2. Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Нед-ра, 1969, с. 247—250.
- 3. Долидзе Д. П., Мачабели Г. А., Табагари В. И., Гогуадзе Б. С. Литогенез олигоценовых марганцевых отложений Квирильской депрессии и направление дальнейших поисковых работ. — В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980, с. 75-86.
- 4. Коченов А. В., Зиновьев В. В. Распределение редкоземсльных элементов в фосфатных остатках рыб из майкопских отложений.— Геохимия, 1960, № 8, с. 45—62
- 5. Коченов А. В., Мстиславский М. М., Столяров А. С. Ископаемые и железомарганцевые руды Дальнего Востока и их генетические особенности. В кн.: Новые дан-
- ные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980, с. 216—223. 6. Мачабели Г. А., Мерабишвили М. С., Квирикадзе Г. А. Генезис, геолого-экономическая и технологическая оценка месторождений бентонитов СССР. Тбилиси: КИМС, 1981. 301 c.
- 7. Махарадзе А. И. Фосфориты в Чиатурском месторождении. Сообщ. ГССР, 1968, т. 49, с. 153—158.
- Махарадзе А. И. Об источниках и путях привноса Мп, Si, Fe, P в нижнеолигоце-новых отложениях Западной Грузии.— Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 4.
 Мстиславский М. М., Коченов А. В. Майкопские костные брекчии и гибель рыб в
- «красных водах».— Докл. АН СССР, 1980, т. 134, № 5.
- 10. Хамхадзе Н. И. К минералогии глинистых образований олигоценовых отложений Шкмерской синклинали и смежных с ней районов. — Сообщ. АН ГССР, 1969, т. 55, № 1, c. 117—120.
- 11. Хамхадзе Н. И. О связи кремне- и рудообразования в марганцевых месторождениях Грузии. В кн.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси: Мецниереба, 1981, с. 141-147.
- 12. Холодов В. Н. О редких и радиоактивных элементах в фосфоритах. В кн.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. М.: Изд-во АН СССР, 1963, c. 67—108.
- 13. Холодов В. Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 282 с.
- 14. Шарков А. А. Литология рыбной подсвиты верхнего олигоцена Южного Мангышлака.— Литология и полез. ископаемые, 1963, № 2, с. 263—272.
- Шамрай А. И. Кремнистые отложения Азово-Черноморского края. Уч. зап. Ростовск. ГУ, 1937, вып. 10, с. 58—78.

Кавказский институт минерального сырья Тбилиси

Поступила в редакцию 30.VI.1984

УДК 553.64:552.08

ИССЛЕДОВАНИЕ АПАТИТОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ МЕТОДОМ ЭЛЕКТРОННОГО ПАРАМАГНИТНОГО РЕЗОНАНСА

ЮДИН Н. И., КАРПОВА М. И., КРУТИКОВ В. Ф., КРАСОТОВ Ю. М., СТЕПАНОВА Т. И.

Апатитоносная слюдянская серия Юго-Западного Прибайкалья сложена комплексом глубокометаморфизованных пород, возникшим в результате регионального метаморфизма, интрузивной и гидротермальной деятельности [5, 7, 8]. Глубокое преобразование первичных пород затрудняет выяснение особенностей апатитового рудогенеза,

Химический состав апатитов слюдянской серии Юго-Западного Прибайкалья

Hover	Содержание, %								Место
образца	P ₂ O ₆	CaO	SrO	Na2O	F	Cl	CO3	SO3	отбора
28 39 55 142 1a 162	40,81 40,33 40,62 41,21 41,02 38,73	56,02 55,44 56,01 56,03 55,71 52,92	$\begin{array}{c} 0,06\\ 0,06\\ 0,05\\ 0,04\\ 0,13\\ 0,04 \end{array}$	0,18 0,23 0,27 0,45 0,15 0,20	2,9 3,1 2,9 2,8 2,5 2,6	0,36 0,43 0,18 0,28 0,43 0,18	0,37 0,37 0,37 0,18 0,28 0,70	0,53 0,56 0,56 0,18 0,95 Не обн.	Слюдянка Обруб

Примечание. Образец la представлен гидротермально-метасоматическим апатитом, остальные образцы — осадочно-метаморфическим. Анализы выполнаны в химической лабораторни ГИГХС (аналитики Н. П. Суглобова, В. А. Ефимова).

Таблица 2

Парамагнитные центры и их концентрации в апатитах слюдянской серии Юго-Западного Прибайкалья

			Парамагнитные центры и их концентрации, п.10-2 %						
Месторож- в дение	Генезис	Номер образца	F0+-F-	F	л0но	so <mark>.</mark>	PO ₃ ²⁻ (I)	$\frac{\text{PO}_3^{2^-}(I)}{\text{PO}_3^{2^-}(III)}$	CO3
Слюдян- ское	Гидротермально-ме- тасоматический Осадочно-метамор-	1 28a	2 0,8	1 0,7		+++	 0,4		
Обруб	фическии То же » »	39 55 162a	1,0 1,2 1,0	0,1 0,25 0,25	+ + +	+ + -	0,9 1,0 0,9	12,7 7,2 20	 +

Примечание. «--» не обнаружены; «+» обнаружены.

тесно связанного с малоисследованной проблемой восстановления процессов седиментогенеза на ранних стадиях развития Земли.

В этом отношении ценная информация может быть получена с помощью детальных исследований тонкой структуры апатита новейшими методами исследования, в том числе методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) [2, 3]. В настоящей работе изложены результаты исследования слюдянских апатитов методом ЭПР. Были изучены апатиты из первично-осадочных кварц-диопсидовых пород Слюдянского месторождения и месторождения Обруб. Для сравнения был проанализирован образец гидротермально-метасоматического апатита из флогопитового месторождения Слюдянки.

Спектры ЭПР апатитов получены на спектрометре РЭ-1306 на частоте 9370 мГц при комнатной температуре. Изучались спектры ЭПР порошков, поскольку отобранные для исследования монокристаллы апатита характеризовались малыми размерами. Навеска составляла 150 мг. Абсолютная точность определения концентраций обнаруженных парамагнитных центров составляла 300%, относительная 10. Интерпретация полученных спектров проводилась с учетом работ [2, 3, 6].

В Слюдянском районе апатитоносные горизонты сложены мощной толщей кварцдиопсидовых пород. Они залегают в различных частях стратиграфического разреза слюдянской серии. В пределах горизонтов выделяются рудные залежи мощностью от 1 до 36 м, протяженностью 300—400 м и с содержанием P_2O_5 3,0—10,0%. Апатит локализуется в виде прерывистых слойков мощностью 1,0—1,5 мм и более, расположенных субпараллельно. В рудных горизонтах он ассоцнирует главным образом с кварцем, диопсидом, карбонатом. В шлифах апатит прозрачный. Окраска его от бесцветной до небесно-голубой с высокими и серыми тонами интерференции. Зерна апатита обычно чистые, редко в них наблюдаются включения флогопита, зернышек кальцита и амфибола. Показатель его преломления равен 1,636, параметры элементарной ячейки: a_0 =9,39 Å; c_0 =6,89 Å.

Гидротермально-метасоматический апатит связан с кальцитовыми зонами. Его кристаллы достигают значительных размеров (от 0,5 см до 1—1,5 м). Цвет апатита голубой, синий, редко зеленый. Встречаются прозрачные и непрозрачные кристаллы. Ниже приводится химический состав осадочно-метаморфического и гидротермально-метасоматического апатитов, выделенных в ИЛСАН (Т. И. Степанова, А. Г. Котт).



Спектры ЭПР слюдянских апатитов

а — центральная часть спектра, б — спектры РО3²⁻-центров

и — центральная часть спектра, о — спектры РО3²⁻-центров Центральная часть записана при чувствительности ~ в 50 раз меньшей, чем спектр РО3²⁻-центров. Образцы 28а; 39а; 55 — осадочно-метаморфические апатиты Слюдян-ского месторождения; обр. 162а — осадочно-метаморфический апатит Обрубского ме-сторождения; обр. 1 — гидротермально-метасоматический апатит Слюдянского место-рождения; обр. 1 — фосфорит Хараннурского месторождения Восточного Саяна

Приведенные в табл. 1 данные по основным компонентам состава апатита находятся в близком соответствии с данными химических анализов слюдянских апатитов, изученных З. В. Васильевой [1], и свидетельствуют об очень незначительной разнице в химическом составе метаморфических и гидротермально-метасоматических апатитов. Недостаток фтора (против стехиометрии для фторапатита) указывает, по-видимому, на их фторгидроксильный характер.

Методом электронного парамагнитного резонанса в слюдянских апатитах установлены парамагнитные дефекты, связанные с вхождением кислорода, хлора и гидроксила в структуру апатита по оси шестого порядка (F--O--F-; F--O--Cl-, OH--O--V), а также ионные радикалы PO₃²⁻ (I), PO₃²⁻ (III), SO₃⁻ и CO₃⁻, свидетельствуюине о нарушении фторкислородного октаздра и о частичном замещении фосфора на углерод и серу. Парамагнитные центры Mn²⁺ в апатитах не обнаружены (фигура).

Осадочно-метаморфические апатиты из кварц-диолсидовых пород по сравнению с гидротермально-метасоматическими характеризуются большим разнообразием радиационных центров (табл. 2, см. фигуру). При этом среди первых в наборе и концентрации

парамагнитных центров имеются некоторые различия. Это касается ионных радикалов CO3- и SO3-, первый из которых обнаружен только в апатите месторождения Обруб. а второй в нем отсутствует. Неоднозначна также и концентрация радикала PO₃²- (III). Этот радикал, имеющий параметры СТС Ап = 759,3 Гс и Ап = 590,3 Гс, как известно, ранее в апатитах не был идентифицирован. Он наблюдался нами также в фосфоритах некоторых месторождений Восточного Саяна, где его концентрация приблизительно на два порядка больше, чем в изученных апатитах Слюдянского месторождения. Модель этого центра будет рассмотрена нами в специальной статье.

Значения соотношения интенсивности линий РО3²⁻ (I) и РО3²⁻ (III) колеблются от 7 до 20 (см. табл. 2). Наиболее высокие значения свойственны обрубскому апатиту. Относительные концентрации центров F--O--F- и PO₃²⁻ (I) практически неизменны.

Таким образом, сравнительный анализ структурных особенностей апатитов слюдянской серии Юго-Западного Прибайкалья позволяет обнаружить для них черты сходства и различия. Общей особенностью тонкой структуры осадочно-метаморфических и гидротермально-метасоматических апатитов является наличие парамагнитных дефектов типа F-O-F-, F-O-Cl-, SO₃-, PO₃²⁻ (I), а также отсутствие парамагнитных дефектов центров Mn²⁺ в позициях Са I и Са II, что согласуется с данными, приведенными в работе [2]. Отличительными признаками гидротермально-метасоматических апатитов являются отсутствие в них радикала PO₃²⁻ (III) и повышенные по сравнению с осадочно-метаморфическими апатитами концентрации зарегистрированных парамагнитных центров. Все это позволяет считать, что более глубокое преобразование первично-осадочного вещества фторапатита в процессе метаморфизма и гидротермальной деятельности вызывает определенные изменения в его тонкой структуре, выражающиеся в исчезновении радикалов CO₃- и PO₃²⁻ (III) и одновременном возрастании концентраций сохранившихся парамагнитных центров.

Литература

- 1. Васильева З. В. Минералогические особенности и химический состав апатита. В кн.: Апатиты. М.: Наука, 1968, с. 31—56. 2. Герасимов Е. К., Гилинская Л. Г., Козлов В. Ф. и др. Особенности вещественного
- Состава апатит-карбонатной толщи Селигдарского месторождения. В кн.: Лито-логия и генезис фосфатоносных отложений СССР. М.: Наука, 1980, с. 29—44.
 Гилинская Л. Г., Щербакова М. Я. Изоморфные замещения и структурные наруше-
- ния в апатите по данным электронного парамагнитного резонанса. В кн.: Физика апатита. Новосибирск: Наука, 1975, с. 7—63.
- 4. Калинин П. В. Минералы Слюдянского района Тр. ВИМС, 1939, вып. 150, с. 95-105.
- Сахарова М. С. Метаморфические апатитоносные породы архея Южного Прибай-калья. М.: ГОНТИ, вып. 2, 1955.
 Щербакова М. Я., Гилинская Л. Г., Годовиков А. А. Некоторые парамагнитные цен-
- тры в структуре апатита.— Кристаллография, 1980, № 13, с. 353—356. 7. Юдин Н. И., Арсеньев А. А. Фосфатоносность древних толщ юга Восточной Сибири. М.: Наука, 1970. 123 с.
- 8. Юдин Н. И. Метаморфизм раннедокембрийских фосфатоносных отложений Восточной Сибири.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1980, с. 120—126.

ИЛСАН Москва

Поступила в редакцию 2.III.1984

УЛК 552.51:552.08

ИЗМЕНЕНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПЕСЧАНИКОВ в условиях неоднородного сжатия и высоких поровых давлений

ЮРЕЛЬ Г. Н., СТАВРОГИН А. Н., БОЧКО Р. А.

Развитие нефтегазовой и угольной промышленностей неразрывно связано с освоением глубоких горизонтов. При этом возникают проблемы, связанные со значительным усложнением закономерностей изменения физико-механических и коллекторских свойств. В частности, на больших глубинах часто отмечаются аномально высокие (по сравне-нию с гидростатическими) поровые давления. В связи с этим представляется важным выявление влияния неравномерного объемного сжатия и высоких поровых давлений на деформационные и коллекторские свойства пород, а также установление характерных особенностей остаточных деформаций и закономерности их микроструктурно-текстурных преобразований.

С этой целью на установке высокого давления [1] были проведены испытания образцов цилиндрической формы длиной 80 и диаметром 30 мм при всестороннем сжатии, независимом осевом и поровом, нормальном и аномально высоком давлениях. Последние создавались водой или газом.

Таблица 1

Деформационные	и прочное	стные своі	іства песча	ников при	неравномерном
объемно-напј	лоннэжех	состоянии	и разных	поровых ;	д авления х

σ _{о-н} , кГс/см ^з	Р _п , кгс/см ²	σ _{іс} , кгс/с́м²	\$1·10-2	82·10-2	Δ9	Примечание
500 500 500 500	Сухой 150 250 400	3350—3750 2100—3700 1850—3150 1500—2800	13,8—14,2 7,8—13,0 8,5—12,3	8,0	1,4—4,0 3,8—7,8 1,8—9,3	Поровое давление соз- давалось водой
1000 1000 500 500 500 1000	500 750 150 250 400* 500*	24003350 18003100 21002850 21602600 15502000 26003700	$\begin{array}{c} 8,3-12,6\\ 9,5-17,3\\ -13,6\\ 9,1-11,6\\ 5,3-16,8\\ 12,9-16,2\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 6,2-12,0\\ 9,0-17,4\\ -18,5\\ 6,0-18,4\\ 4,4-16,0\\ 11,0-16,5\\ \end{array}$	$\begin{array}{r} 4,1-11,4\\ 6,6-17,5\\24,8\\ 2,9-25,2\\ 3,5-15,2\\ 5,8-19,4 \end{array}$	Поровое давление соз- давалось газом

* Измерено на пределе прочности.

Исходным материалом для экспериментальных исследований послужили полимиктовые песчаники свиты C_{2}^{3} пласта $h_{4}^{1}Sh_{7}$ среднего карбона юго-западной части Донбасса (шахта им. А. А. Скочинского). По составу породообразующих компонентов изучаемые песчаники относятся к полевошпатово-кварцевым с примесью обломков пород и аллотигенных слюд. Обломочный материал составляет 75—85% породы. Он представлен кварцем (40—75%) от обломочной части), полевыми шпатами (20—30%) — ортоклазом, микроклином, редко — кислым плагноклазом, обломками пород (20—30%) кремнистыми, глинисто-кремнистыми, микрокварцитами, реже туфогенными и эффузивными слюдами (1—5%) — мусковитом и биотитом.

Цемент (15—20%) по составу и генезису сложный, полиминеральный, существенно глинистый порового и контактового типа. По данным рентгеноструктурного анализа, глинистая фракция состоит из гидрослюды (60—70%), смешанослойных образований ряда гидрослюда — монтмориллонит (5—30%), небольшого количества разбухающих компонентов (10%) с примесью хлорита, каолинита, тонкодисперсного кварца и карбоната.

Текстура песчаников горизонтально-косослоистая с углами наклона 5—20°. Слоистость обусловлена присутствием глинистого материала с включениями органического вещества: черного, углистого и желтого (нефтяного битума). За счет текстурированности все образцы по упругим свойствам анизотропны. Коэффициент анизотропии равен 1,2—1,7.

Изучаемые песчаники катагенетически преобразованы. Микроскопическое изучение шлифов приводит к предположению, что катагенетические процессы (интенсивное растворение кварца, распределение растворенного кремнезема в виде каемок регенерации, образование кварцитовидных структур) сделали породу плотной, хрупкой, малопластичной. Это предположение подтверждается определением физико-механических параметров (твердость по штампу 89—136 кгс/мм², предел текучести 52—94 кгс/мм², модуль упругости 1,19—1,56 10⁵ кгс/см², коэффициент пластичности 1,3—1,5).

В исходной породе отмечаются редкие открытые и частично заполненные битумом наклонные и горизонтальные трещины слабоизвилистой формы шириной 10—15 мк. Основные трещинные параметры: объемная плотность трещин T_0 5—10 1/м, трещинные пористость $m_{\rm T}$ 0,01% и проницаемость $K_{\rm T}$ до 1,0 м.

Для испытания были отобраны образцы макроскопически плотные, нетрещиноватые, что позволило изучить в них развитие деформационной трещиноватости и оценить ее вклад в создание емкости и путей фильтрации.

Результаты испытаний приведены в табл. 1. На основании измерения величин прочности и деформаций (ε_1 , $\varepsilon_{2=3}$) в ходе опыта был выявлен ряд особенностей деформационного поведения песчаников. Во-первых, с ростом порового давления (P_n) предел прочности σ_{ic} песчаников уменьшается. Во-вторых, все испытанные образцы в процессе деформации проявляют способность к разуплотнению Θ , причем разуплотнение пород, насыщенных газом, значительно большее, чем поровых давлений (при одинаковом всестороннем сжатии) увеличиваются, т. е. процесс трещинообразования интенсифицируется. Проведенный комплекс исследований показал, что наибольшее увеличение объема

пород отмечается при гидростатическом давлении показал, что напоольшее увеличение обвема

Для объяснения эффекта разуплотнения помимо классических методов (оптической микроскопии, дифрактометрии) использовалась система, состоящая из электронного микроскопа (РЭМ) — Geol, JSM-50A, связанного с анализатором изображения (АИ) и миникомпьютером РДР-8 фирмы «ДИН». Это позволило получить не только качественную характеристику изучаемого объекта, но и количественные данные об изменении микроструктуры образца в результате деформации [2].

Микроскопическое изучение шлифов, параллельных осевой нагрузке, и сравнение электронных снимков естественных, ориентированных сколов исходных и деформированных образцов позволили в первую очередь проследить морфологические изменения



Фиг. 1. Субпараллельные точечные цепочки газожидких включений, местами сливающиеся, с образованием трещин скалывания в кварце (шлиф, ок. увел. 8, об. увел. 20, николи X)

пустотного пространства, цементирующей массы и обломочной части породы.

Обломки кварца в исследуемых песчаниках до деформации трещиноваты и имеют многочисленные хаотически распределенные газожидкие включения. В деформированных образцах наблюдается выстраивание этих уже существующих дефектов в субпараллельные цепочки, которые, сливаясь, образуют извилистые нарушения трещинного типа. По некоторым из них происходит скольжение отдельных частей кристаллов относительно друг друга (фиг. 1).

Обломки калиевых полевых шпатов в исходном образце имеют четкую препарировку двойников и лишь по краям — незначительную корродированность гидрослюдами и серицитом. В результате пластических деформаций двойники изгибаются и становятся тоньше. Часть из них распадается на прямоугольные таблички (фиг. 2).

Пластическое деформирование аллотигенной примеси слюд и отдельных частиц гидрослюды происходит путем тонкого расслаивания с образованием винтовых изгибов и поворотов пластин (фиг. 3).

На контакте с глинистым цементом обломочные зерна, отходя от глинистых частиц, очевидно, стремятся занять наиболее устойчивое положение по отношению к осевой нагрузке. При этом внешняя поверхность зерен изменяется. Вокруг них образуются зоны катаклаза, сложенные пелитизированным веществом. В этом случае само зерно может быть раздроблено, а ранее существовавшие и появляющиеся при деформации микротрещины, соизмеримые с его размером, заполнены тонкокристаллическим веществом кварцевого, полевошпатового или глинистого состава.

Основная масса цемента на электронных снимках представлена чешуйками преимущественно изометрической и вытянутой формы, а также объемными, рыхлыми частицами глинистых минералов группы гидрослюды. После деформации глинистые минералы уплотнились, исчезла их тонкая скульптура, произошла некоторая упорядоченность первично беспорядочной текстуры в результате механического перемещения частиц относительно друг друга (фиг. 4).

Появление переориентировки и некоторое искажение кристаллической решетки глинистых минералов подтверждается данными рентгеноструктурного анализа. На дифрактограммах интенсивность пика рефлексов глинистых минералов снижена в 2—4 раза по сравнению с исходными образцами. Можно предположить, что отмечаемая в результате пластической деформации переориентировки — начало формирования плоскостей скольжения в глинистой массе и развития текстурированности образца в направлении, которое обусловлено максимальным сжатием.

Все перечисленные процессы вызывают нарушение связей, которое проявляется в развитии межзерновых каналов, соизмеримых с размером глинистых частиц. Вдоль сформировавшихся ослабленных зон происходит скольжение как отдельных частиц, так и микроагрегатов глинистых минералов относительно друг друга с полной или частичной потерей сплошности материала. Микроразрывы сплошности разбивают породу на микроблоки.

Таким образом, в процессе остаточной деформации песчаников происходит внутрикристаллическое и межзерновое скольжение, которое сопровождается переориентировкой глинистых минералов цемента и обломочного материала за счет поворота, а иногда изгиба отдельных пластин слюд. Переориентировка способствует образованию и росту межзерновых трещин, разобщающих зерна и цементирующую массу, их раскрытию и разрыву в направлении осевого давления. В результате деформационных преобразований происходит изменение и перестройка пустотного пространства. Изометричные округлые поры становятся щелевидными, переходящими в протяженные трещины (фиг. 5).

Количественный обсчет фотографий пустотного пространства полученных с помощью растрового микроскопа, подтверждает увеличение площади А, среднего размера



Фиг. 2. Морфологические особенности полевого шпата Скол исходный, перпендикулярный к наслоению — четко препарированный двойник плагиоклаза, незначительно корродированный по краям гидрослюдой и серицитом (а увел. 300; б — увел. 1000); скол деформированный, перпендикулярный к наслоению и осевой нагрузке — распад обломка плагиоклаза на отдельные части (в — увел. 300; с — увел. 1500)



Фиг. 3. Пластическое деформирование слюд с формированием плоскостей скольжения (а — увел. 200; б — увел. 700). Скол деформированный — характерный изгиб пластинок слюд, чешуйчатость, рыхлость микроструктуры

хорды H и удельной поверхности S пор и трещин с ростом поровых давлений. Уменьшение при этом фактора формы F свидетельствует об усложнении контура трещин и увеличении их извилистости. В ходе деформации изменяется ориентировка пустотного пространства K (табл. 2).

Сравнительный анализ данных по трещиноватости исходных и деформированных образцов (табл. 3) [3], данные количественного микроанализа, визуальный просмотр фотографий позволили проследчть последовательность микроструктурно-текстурных из-



Фиг. 4. Характер глинистой цементирующей массы в исходном и деформированном образцах песчаника Спользование и необразцах песчаника

Скол исходный, перпендикулярный к наслоению (a — увел. 1000; б — увел. 10 000). Характерные рваные, зубчатые, часто изогнутые края чешуек, рыхлость микроструктуры; скол деформированный, перпендикулярный к наслоению (s — увел. 1000; г увел. 10 000). Уплотненные глинистые чешуйки



Фиг. 5. Морфологические особенности пустотного пространства Скол исходный (а — увел. 300). Микропоры округлые, изометричные, субкапиллярные, приуроченные к глинистому цементу; скол деформированного образца (б — увел. 100). Микропоры удлиненные, щелевидные, переходящие в трещины

менений, в частности возникновение и развитие трещин в условиях объемного трехосного сжатия (фиг. 6).

В условиях неравномерного объемно-напряженного состояния в начальный период приложения дифференциальных давлений происходит избирательная пластическая деформация породообразующих минералов. Ширина в открытых и битумных межзерновых трещин увеличивается от 5—10 до 30 мк, длина в 2—3 раза. Вдоль трещин появ-



Фиг. 6. Структура пустотного пространства в исходном и деформированных образцах. песчаника (катодо-люминесцентное изображение ориентированного аншлифа при увел. 100, полученного с помощью системы РЭМ — анализатор изображения)

а — исходный образец (пористость, 8%; поры неправильной изометричной формы, по генезису — первичные, межзерновые, субкапиллярные, приуроченные к глинистому цементу, слабо сообщающиеся друг с другом); б — деформированный образец (появление тонких коротких межзерновых микротрещин, еще не имеющих соединения друг с другом или соседними микропорами (начальная стадия деформированный); в — фрагмент того же образца при увел. 200 (отдельная микропора с глинистым цементом); е — увеличение раскрытости и длины межзерновых трещин; д — формирование наклонной магистральной микротрещины; е — конечная структура пустотного пространства (результат влияния неравномерного всестороннего сжатия и высокого порового давления, созданного водой)

ляются раздувы до 300 мк. В результате этого увеличиваются основные трещинные параметры: объемная плотность T_0 , пористость m_{τ} и проницаемость K_{τ} . При дальнейшем росте уровня продольного нагружения внутри развитой системы микротрещин происходит формирование одной крупной наклонной, так называемой магистральной макротрещины скола (см. фиг. 6, ∂). Она образуется за счет роста и слияния микротрещин, имеющих близкие к ней диагональные простирания. В результате происходит пере-

Результаты обсчета ряда структурно-текстурных параметров в исходном и деформированных образцах песчаников

Условия (лыта	Параметры					
σ_{0-н} <i>p</i> <i>n</i> , кгс/см ²	<i>р_п, кгс/см²</i>	Å, %	Н, мк	S, mm-1	F	ĸ	
Исходный	образец	6,06	11,2	13,3	0,083	1,012	
500	250	8,48	12,8	21,5	0,059	1,185	
500 1000	400 500	9,05 8,87	18,2	32,3 23,2	0,042	1,084	
1000	750 500**	10,09	17,1	26,8 30,2	0,053	1,058	
1000	750	13,08	17,3	36,7	0,042	1,062	

* Поровое давление создавалось водой.

** Порогое давление создагалось газом.

Таблица 3

Параметры микротрещиноватости исходного и деформированных образцов песчаника, определенные по шлифам методом ВНИГРИ

Номер	Условия	я опыта	Параметр				
образца	σ _{он} , кГс/см²	<i>р_п,</i> кГс/см ²	Т _м , 1/м	m _T , %	К _т , мд	Т ₀ , 1/м	
Исходный 15 52 35 45 54	500 500 500 1000 1000	150 250 400 500 750	 20—30	0,01 0,01 0,018 0,03 0,037 0,04	$1,0 \\ 0,3-1,0 \\ 1,2 \\ 1,3-1,7 \\ 2,5 \\ 3,1-3,8$	5-10 5-10 10-15 18-20 20-25 35-40	

распределение напряжений, которое с возрастанием поровых давлений приводит в развитию микротрещин отрыва по ослабленным плоскостям, как правило, по слоистости или вдоль минеральных трещин. Развитие открытых трещин по напластованию вызывает дополнительное разуплотнение породы и способствует росту путей фильтрации.

Не вызывает сомнения, что эксперимент не может полностью воссоздать обстановку больших глубин, но можно предположить, что в природных условиях деформационная микротрещиноватость облегчает последующие и одновременно протекающие процессы растворения и выщелачивания, что может привести к увеличению фильтрационных возможностей пласта, насыщению нефтью и газом открытых полостей, трещин, каверн, пор и формированию скоплений нефти и газа. Если учесть, что поле шахты им. А. А. Скочинского расположено в зоне активной неотектоники, в области действия различных систем надвигов, вызывающих региональное сжатие, и возможно влияние аномально высоких пластовых давлений, то будет понятно развитие в плотных породах микротрещин, которые могут стать емкостью и путями фильтрации для углеводородов, а также формирование коллекторов трещинного, трещинно-порового типов на больших глубинах.

Литература

- 1. Ставрогин А. Н., Певзнер Е. Д., Тарасов Б. Г., Ширкес О. А. Универсальная лабораторная установка с высокой жесткостью для исследования горных пород при сложных напряженных состояниях.— В кн.: Физика и механика разрушения горных пород. Фрунзе: Илим, 1983, с. 44—49.
- Бочко Р. А., Кузьмин В. А. Исследование морфологии пор и трещин пород-коллекторов с помощью электронной микроскопии. Тр. ВНИГРИ, 1982, вып. 239, с. 109— 120.
- 3. Проблема трещинных коллекторов нефти и газа и методы их изучения/Под ред. Смехова Е. М. Л.: Недра, 1968. 179 с.
- 4. Салтыков С. А. Стереометрическая металлография. М.: Металлургия, 1970. 376 с.

ИГиРГИ Москва Поступила в редакцию 15.111.1984

МЕТОДИКА

УДК 552.08

К ВОПРОСУ МЕТОДИКИ ИЗУЧЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ С ЦЕЛЬЮ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗОВ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

КАЛМЫКОВА Н. А.

В течение многих лет автор занимается изучением вещественного состава терригенных пород палеозойского возраста различных участков западной части Архангельской области, примыкающих к Балтийскому щиту, в частности исследованием тяжелой фракции. За это время была определена тяжелая фракция свыше 700 образцов из цемента конгломератов и гравелитов, песков (песчаников), алевритов (алевролитов) и глинистых пород. Исследования проводились во фракции 0,125—0,1 мм, часто с просмотром других размерных фракций. В последнее время автор поставил перед собой задачу расчленения, и корреляции изученных разрезов по тяжелым минералам в связи с недостаточной разработанностью стратиграфии района, обусловленной прежде всего практически полным отсутствием фаунистических остатков использованием в основном кернового материала ввиду плохой обнаженности здесь дочетвертичных пород.

Как известно, исследование тяжелой фракции отложений может проводиться для различных целей: технологической, определяющей качественный состав пород как минерального сырья; поисковой — на россыпные месторождения; специально-минералогической и для разрешения определенных петрографических, палеогеографических и стратиграфических вопросов [1]. Несомненно, для достижения каждой из них целесообразно применять свою методику исследования. В частности, при решении стратиграфических задач на основе использования тяжелых минералов сразу же возникает два основных вопроса: 1) какую размерную фракцию изучать, т. е. какая из них достаточно представительная по минеральному составу и по выходу тяжелой фракций; 2) можно ли по тяжелым минералам коррелировать различные типы пород и какая в таком случае фракция наиболее отражает минеральную ассоциацию каждого возрастного подразделения для всех типов пород исследуемого региона. Попробуем ответить на эти вопросы с привлечением материалов, полученных нами по западной части Архангель-

Из многих работ [1, 5, 6, 8, 11-13 и др.] следует, что до сих пор не существует общепринятой методики исследования тяжелой фракции терригенных пород для решения стратиграфических и других геологических задач. Начало этим исследованиям положила давно возникшая дискуссия о выборе размерной фракции (широкой или узкой) для изучения тяжелых минералов. При этом интервалы как для той, так и для другой фракций предлагались различными. Даже в двух руководствах по изучению осадочных пород, вышедших почти одновременно [15, 22], были даны разные рекомендации по выбору фракций для исследования тяжелых минералов. Наиболее полные сводки по рассматриваемому вопросу можно найти в работах [1, 11, 13]. По-видимому, чтобы устранить основную часть разногласий, всегда следует уточнять, для каких целей ве-дется исследование. Например, изучение состава отложений с целью поисков определенных ценных минералов требует рассмотрения тяжелой фракции в более широком размерном диапазоне, тогда как для целей корреляции разрезов во избежание очень грубых ошибок в оценке соотношения минералов (тем больших, чем больше разность между диаметрами зерен) изучение должно проводиться в пределах узкой фракции [1, 5, 8, 13, 14, 18 и др.]. Б. С. Лунев отмечает, что «исследование тяжелых минералов по широкой размерной фракции 0,25—0,01 мм сопряжено с большими ошибками; при крайне неблагоприятных (для точности определений) размерных сочетаниях минералов расхождение в содержании их возможно в 25 раз по диаметру, в 625 раз по площади и 15 625 раз по объему зерна. Между тем при стратиграфических, палеогеографических и других построениях все выводы основываются на учете различий в содержании минералов, но эти различия не идут ни в какое сравнение с возможными максимальными ошибками анализа» [13, с. 273]. Подобные данные о разнице в соотношениях зерен во фракции 0,25—0,01 мм приводит Х. Вийдинг [1]. Действительно, достаточно сделать несколько «дорожек» из тяжелых минералов фракций размером 0,25-0,01 мм, выделенных из смежных пластов песчаников разного гранулометрического состава, и внимательно просмотреть их подряд под бинокулярной лупой, чтобы убедиться в малой информативности (из-за чрезвычайной изменчивости соотношения, а иногда и различия набора минералов) такой широкой фракции для целей корреляции и сопоставления разрезов. Еще менее утешительная картина наблюдается при сравнении минералов указанного размерного интервала, выделенных из совместно залегающих песчаников и алевролитов. Следовательно, изучение тяжелых минералов для рассматриваемых целей следует проводить в узкой размерной фракции. Такой подход рационален еще и потому, что на современном уровне исследований для решения различных литологических задач

принято пользоваться многофракционным набором гранулометрических сит. Поэтому для выделения, например, фракции 0,25—0,01 мм (или любой другой широкой) необходимо проводить дополнительный специальный гранулометрический анализ. Из сказанного следует, что в пределах представительной по содержанию тяжелых минералов для всех типов пород фракции 0,25—0,01 мм [11, 12] надо выбрать для исследования более узкую представительную фракцию. В некоторых работах указывается, что такая опорная фракция может быть различной в зависимости от комплекса пород и ее следует определять экспериментально путем исследования тяжелых минералов в нескольких размерных фракциях [1, 5, 13].

Как упоминалось выше, из терригенных пород Архангельской области тяжелые минералы изучались во фракции 0,125—0,1 мм. Насколько правильно был сделан вывод и насколько использование этой фракции корректно для целей стратиграфии? При разрешении этого вопроса был еще раз просмотрен состав тяжелой фракция более 100 образцов различных типов пород в шести размерных фракциях (0,25—0,2; 0,2—0,16; 0,16—0,125; 0,125—0,1; 0,1—0,08; 0,08—0,063 мм), представляющих наибольший интерес для исследования, с подсчетом для всех минералов процентного содержания в каждой из них и по шести фракциям в целом. Кроме того, для каждого образца был подсчитан выход тяжелых минералов как по отдельным фракциям, так и средний по шести размерным фракциям. По полученным данным были построены графики, некоторые из которых приведены на фиг. 1 и 2.

В результате установлено: 1) фракции 0,25—0,2 и 0,2—0,16 мм часто очень незначительны по общему числу минералов, обеднены минеральными видами и нередко большую часть их занимают сростки минералов и обломки пород; 2) фракции 0,1—0,08 и 0,08—0,63 мм богаты прозрачными аллотигенными и рудными минералами типа ильменита, но в них иногда отсуствуют минералы, встречающнеся в более крупных рассматриваемых фракциях (0,25—0,2 и 0,2—0,16 мм); 3) фракция 0,125—0,1 мм почти всегда является той «золотой» серединой, в которой наблюдаются как минералы, отмечаемые в более крупных фракциях, так и минералы, представленные в более мелких фракциях; 4) для ряда минералов в различных размерных фракциях нередко отмечаются значительно отличающиеся соотношения; 5) средний состав минералов по шести фракциям ближе всего соответствует составу их во фракции 0,125—0,1 мм; 6) еще раз подтверждена известная закономерность [5, 9, 11, 18—20, 24, 25 и др.] обогащения более мелких фракций такими минералами, как рутил, циркон, сфен, анатаз, магнетит, хромшпинелиды, ильменит, а более крупных — слюдами, лимоннтом, минералами групп эпидота и амфибола, выветрелыми обломками пород, часто лейкоксеном; 7) средний выход тяжелой фракции по шести размерным фракциям в 65—70 случаях из 100 приблизительно соответствует выходу тяжелой фракции 0,125—0,1 мм.

Таким образом, для осадочных терригенных отложений Архангельской области самой оптимальной фракцией для исследования тяжелых минералов с целью использования их в целях стратиграфии является фракция 0,125—0,1 мм 19 фракционного набора сит.

Второй вопрос — насколько возможна корреляция и расчленение разрезов по тяжелым минералам из различных типов пород — не менее важен, поскольку на него в литературе имеются как положительный [4, 7, 20 и др.], так и отрицательный [2, 18, и др.] ответы. Существуют также мнения о возможности корреляции разных типов пород по тяжелым минералам с различными ограничениями: 1) посредством ввода коэффициентов пересчета [13, 14]; 2) путем дробления зерен тяжелых минералов до определенной крупности [14]; 3) исследованием тяжелых минералов во фракциях разного размера в различных типах пород [13, 21 и др.].

размера в различных типах пород [13, 21 и др.]. В некоторых работах [5, 10, 20 и др.] рассматривалось распределение тяжелых минералов в породах разного гранулометрического состава, причем из приводимых графиков нередко отчетливо следует, что чаще всего во всех породах (кроме известняков) присутствуют одни и те же минералы, и хотя содержания их меняются, но порядок многих минералов приблизительно один и тот же во всех породах. В работе А. Клеесмента отмечается, что «стратиграфически важные минералогические признаки почти всегда проявляются во всех типах пород, только часто с разной интенсивностью» [7, 45]. Наши исследования также показали, что минеральные ассоциации в одновозрастных породах различного типа близки между собой и отличаются лишь процентными содержаниями минералов (см. фиг. 2). Кроме того, в вопросе использования тяжелых минералов для расчленения и корреляции разрезов важны не столько колебания в содержаниях отдельных минералов (что можно наблюдать и в двух рядом взятых образцах из одной породы) и концентрация тех или иных минералов в определенных фракциях, сколько характерная для каждого возрастного подразделения ассоциация минералов или характерный минерал, которые и определяют особенность отложений данного возраста и отличие его от отложений другого возраста. Поскольку на основании многочисленных исследований это действительно наблюдается, то не вызывает сомнений возможность проведения корреляции и расчленения разрезов по тяжелым минералам, основанная на данных по разным типам пород. Такой подход просто необходим, так как трудно найти регион, представленный породами одинакового гранулометрического состава как в пределах разновозрастных отложений, так и в пределах разнофациальных отложений одного возраста. Отбрасывая возможность корреляции разнотипных пород, мы тем самым отказываемся от одного из приемов расчленения и корреляции отложений.

Полученный нами фактический материал (см. фиг. 2) позволяет сделать вывод, что исследование тяжелых минералов в отложениях различного гранулометрического состава нужно проводить в одной и той же узкой размерной фракции, поскольку для



Фиг. 1. Соотношения тяжелых минералов в различных размерных фракциях пород 1 — лимонит; 2 — гематит; 3 — магнетит; 4 — ильменит; 5 — лейкоксен; 6 — рутил; 7 — циркон; 8 — гранат; 9 — турмалин; 10 — ставролит; 11 — кианит; 12 — группа амфиболов и пироксенов; 13 — группа эпидота; 14 — биотит; 15 — мусковит; 16 — выветрелые зерна; 17 — прочие минералы

использования тяжелых минералов в целях стратиграфии важна сопоставимость результатов, а сопоставлять следует однозначные данные.

Терригенные отложения западной части Архангельской области формировались в непосредственной близости от Балтийского щита, поэтому на размер захоронявшихся тяжелых минералов существенно не влияли процессы транспортировки. Явления внутрислоевого растворения вследствие малых глубин погружения толщи осадочных пород также не могли заметно сказаться на размере обломочных минералов. Естественно поэтому, что основную роль в распределении минералов по гранулометрическому спектру любой породы играл размер их, существовавший при выносе из области сноса. Поскольку каждый минерал имеет предпочтительные размеры, он и оказывается в определенных фракциях независимо от действия процессов дифференциации материала, а тем самым и от типа осадков. Эта общая закономерность должна проявляться, по-видимому, в любых регионах, но наиболее отчетливо в отложениях, близко расположенных к питающей провинции. Так, например, характерные кристаллы циркона коричнево-кофейного цвета из тяжелой фракции размером 0,125—0,1 мм коры выветривания основных пород Ветреного пояса встречены автором в той же размерной фракции осадочных пород разного гранулометрического состава (от гравелитов до глин).

Так как нередко в зависимости от набора типов пород питающей провинции минералы тяжелой фракции характеризуются несколько различными предпочтительными



Фиг. 2. Графики, характеризующие различия ассоциаций тяжелых минералов размером 0,125—0,1 мм в некоторых горизонтах нижнего карбона (А — стешевский, Б — тарусский, В — веневский, Г — алексинский) и общности в породах одного возраста 1—2 — песчаник (1 — среднезернистый, 2 — мелкозернистый); 3 — алевролит (алеврит); 4 — глина. Минералы (по оси абсцисс): 1 — лимонит, 2 — гематит, 3 — магнетит, 4 — ильменит, 5 — лейкоксен, 6 — рутил, 7 — циркон, 8 — гранат, 9 — анатаз, 10 — турмалин, 11 — ставролит, 12 — кианит, 13 — группа амфиболов, пироксенов и эпидота; 14 — биотит, 15 — мусковит, 16 — прочие минералы

размерами, то для каждого определенного региона, по-видимому, целесообразно экспериментально выявить свою размерную узкую фракцию, наиболее эффективную для исследования тяжелых минералов в целях стратиграфии. Эта фракция должна выдерживаться для всех типов пород. Только в этом случае можно судить об одновозрастности отложений разного типа в различных разрезах, и только в этом случае можно говорить о корректном использовании тяжелых минералов для расчленения и корреляции разрезов.

Таким образом, можно заключить, что при использовании тяжелых минералов в целях стратиграфии должна быть выбрана наиболее информативная узкая размерная фракция, которую целесообразно изучать во всех типах пород. Следует иметь в виду, что малая эффективность, а иногда и невозможность использования для стратиграфических целей результатов изучения тяжелых минералов в широких фракциях главным образом вызваны тем, что, если в узкой фракции соотношение минералов в основном зависит от их соотношения, существовавшего при выносе материала той же размерности из области сноса, то в широкой фракции оно преимущественно определяется условиями осадконакопления. Как уже отмечалось (см. фиг. 1), соотношения, а также набор минералов в разных фракциях одного и того же образца часто существенно различны. Естественно, что в породах разного гранулометрического состава относительные содержания тяжелых минералов в широкой фракции будут в основном определяться ссставом тех узких фракций, в которых заключена основная часть тяжелых минералов.

Кратко рассмотрим другие аспекты, связанные с использованием тяжелых минералов для корреляции и расчленения разрезов осадочных пород, например роль и пригодность аутигенных минералов для целей стратиграфии. Этот вопрос очень сложный и про-

тиворечивый. Чаще всего аутигенные минералы исключаются из состава тяжелой фракции при корреляции разрезов, так как они затушевывают истинную картину распределения терригенных минералов в породах, мешают выявлению источников сноса обломочного материала и обычно отражают определенные фациальные обстановки формирования осадка, а не минералогические признаки стратиграфического подразделения в целом [2, 11, 23 и др.]. В некоторых работах [2, 7, 23] предлагается при стратиграфических построениях исключить из расчетов не только аутигенные, но и другие тяжелые минералы (кроме прозрачных аллотигенных), а также не учитывать содержание слюд. По нашему мнению это не всегда оправдано. Во многих случаях данные минералы тяжелой фракции являются характерной чертой для всех обломочных и глинистых пород определенного возраста, по которой исследователь может установить принадлежность породы. Так, например, в терригенных отложениях западной части Архангельской области к диагностическим признакам пород верхнего девона по составу тяжелой фракции относится присутствие в ней фосфатов и слюд, для отложений михайловского горизонта нижнего карбона — гидроокислов железа, а для стешевского горизонта нижнего карбона — слюд (см. фиг. 2, A). Наличие доломита в составе тяжелой фракции определенного комплекса изученных отложений сразу сокращает спектр возрастных подразделений, к которым могут относиться данные отложения, особенно если в раз-резе в пределах осадочной толщи региона (например, западной части Архангельской области) выделяются отложения не только одной климатической зоны. В то же время такие минералы, как пирит, глауконит, марказит, барит, нередко аназат, встречающиеся эпизодически, чаще всего отражают фациальные обстановки осадконакопления и для целей стратиграфии действительно не пригодны. На основании изложенного следует осторожнее относиться как к исключению, так и к привлечению аутигенных минералов (и особенно минералов, которые могут быть и аутигенными и аллотигенными) к решению вопросов стратиграфии, учитывая в каждом конкретном случае то, какой подход более эффективен.

Кроме того, для корреляции и расчленения разрезов по тяжелым минералам следует учитывать их типоморфные особенности, о чем указывалось в ряде работ [3, 7, 14, 18 и др.]. В данном случае важно при изучении тяжелой фракции, описывая каждый минерал, подсчитывать и приводить для него процентное содержание различнокатанных зерен, хорошо ограненных кристаллов, зерен с различной окраской, различным соотношением ширины к длине кристаллов, измененных зерен относительно неизмененных и т. д. В таком случае при достаточном количестве собранного материала ясно, что и по типоморфным особенностям некоторых минералов можно стратифицировать отложения. В качестве примера можно привести турмалин, для отложений которого в верхнем девоне и тульском горизонте нижнего карбона характерны неокатанные кристаллы и их обломки однообразного болотного цвета, в алексинском горизонте — хорошо окатанные округлые и элипсовидные зерна, а для веневского горизонта — широкий спектр цветов у турмалинов (от коричневого до синего).

Для более корректного решения вопросов стратиграфии на основе использования минералов тяжелой фракции желательно по возможности в каждом возрастном подразделении изучить тяжелую фракцию выбранного размера во всех типах пород с тем, чтобы детально охарактеризовать определяющую ее минеральную ассоциацию. Без этого нельзя проводить надежную корреляцию разрезов разнотипных отложений.

В заключение хотелось бы остановиться на следующем. Часто принято при литологических исследованиях изучение тяжелой фракции проводить лишь в иммерсии. Автор считает, что изучение тяжелых минералов только под микроскопом — это недостаточно качественный и как бы «слепой» метод, так как при нем теряется значительная часть информации о минералах. Тяжелую фракцию следует изучать под бинокулярной лупой с проверкой диагностики минералов путем замера их оптических констант под микроскопом, в иммерсии. Изучение под бинокулярной лупой имеет следующие преимущества: 1) исследователь имеет дело как бы с живым материалом, так как видит его в объемном виде, улавливая различные дефекты кристаллов, оттенки цветов, блеск, поверхность и т. д.; 2) более точный количественный подсчет минералов и более достоверное их определение; 3) отсутствие необходимости рассматривать в иммерсии все минералы, так как среди них много, например, слюд и различных рудных минералов, которые при изучении лишь в иммерсии объединяются обычно в безликую группу так называемых черных рудных минералов; 4) возможность решения некоторых вопросов химического состава минералов (например, синий оттенок у пирита свидетельствует о наличии никеля в составе минерала), проведения микрохимической и другой, принятой при шлиховом анализе, диагностики отдельных зерен.

Литература

- 1. Вийдинг Х. Некоторые методические вопросы литолого-минералогического анализа песчано-алевритовых пород Прибалтики.— Уч. зап. Тартуского ун-та, 1965, вып. 168, с. 5—27.
- 2. Вийдинг Х. Об интерпретации данных минералогического анализа.— В кн.: Методика и интерпретация результатов минералогических и геохимических исследований. Вильнюс: Мокслас, 1976, с. 53—59.
- ний. Вильнюс: Мокслас, 1976, с. 53—59. 3. Вийдинг Х., Конса М. Учет данных по типоморфным разновидностям минералов терригенных отложений. В кн.: Методика и интерпретация результатов минералогических и геохимических исследований. Вильнюс: Мокслас, 1976, с. 60—67.
- 4. Гриффитс Дж. Научные методы исследования осадочных пород. М.: Мир, 1971. 421 с.

- 5. Калинко М. К. Распределение «тяжелых» минералов во фракциях различного диаметра и влияние этого фактора на точность минералогических анализов.— Докл. АН СССР, 1948, т. 62, № 5, с. 681—683.
- 6. Канский Н. Е., Бергер М. Г. Терригенные минералы и вопросы их изучения. М.: Недра, 1973. 65 с.
- 7. Клеесмент А. О принципах корреляции разрезов на основе минералогических показателей (на примере палеозойских терригенных отложений Прибалтики).- В кн.: Методика и интерпретация результатов минералогических и геохимических исследований. Вильнюс: Мокслас, 1976, с. 44-52.
- 8. Коперина В. В. К вопросу о единой методике минералогического анализа терригенной части осадочных пород. В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М.: 1951, с. 198-210.
- 9. Логвиненко Н. В. Некоторые вопросы минералогии и петрографии осадочных пород.— Зап. ВМО, 1948, ч. 77, № 3, с. 223—236.
- 10. Логвиненко Н. В. К вопросу об осадочной дифференциации вещества. В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М.: 1951, с. 53-70.
- 11. Логвиненко Н. В. Литология и палеогеография продуктивной толщи Донецкого карбона. Харьков: Изд-во Харьковск. ун-та, 1953. 436 с.
- 12. Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1974. 400 с. 13. Линев Б. С. Дифференциация осадков в современном аллювии. Тр. Пермского ун-та, 1967, № 174. 333 с.
- 14. Лунев Б. С., Осовецкий Б. М. Возможности применения литологического анализа для расчленения терригенных четвертичных отложений. — В кн.: Итоги биостратиграфических, литологических и физических исследований плиоцена и плейстоцена Волго-Уральской области. Уфа, 1977, с. 112—116. 15. Методы изучения осадочных пород. Т. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 611 с.
- Окнова Н. С. К вопросу о распределении минералов по гранулометрическим фракциям. Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 4, с. 921—923.
 Окнова Н. С. Закономерности распределения терригенных минералов по грануло-
- метрическим фракциям. В кн.: Гранулометрический анализ в геологии. М., 1978, c. 81-86.
- 18. Окнова Н. С. Терригенно-минералогические методы корреляции отложений. В кн.: Комплексное изучение опорных разрезов нижнего и среднего плейстоцена Европейской части СССР. М.: 1981, с. 105-108.
- 19. Преображенский И. А., Саркисян С. Г. Минералы осадочных пород. М.: Гостоптехиздат, 1954. 462 с.
- 20. Пустовалов Л. В., Султанов А. Д. О распределении «тяжелых» минералов по типам пород продуктивной толщи Прикуринской низменности. — Докл. АН СССР,
- 1946, т. 52, № 2, с. 167—170. 21. Раукас А. Опыт применения минералогического анализа при исследовании четвертичных отложений Эстонии.— Уч. зап. Тартуского ун-та, 1965, вып. 168, с. 68—79. 22. Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. II. Л.: Недра, 1958.
- 520 c.
- 23. Терентьева К. Ф., Петровская А. П., Сыромятников С. В. К методике минералогического анализа терригенной части осадочных горных пород. - Тр. ВНИИМС, 1940, вып. 158, с. 22-38.
- 24. Шванов В. Н. О распределении минералов в гранулометрических фракциях песков, отложенных водой и ветром.— Вестн. ЛГУ, 1964, № 6, с. 155-159.
- 25. Шванов В. Н. Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ (Южный Тянь-Шань). Л.: Изд-во ЛГУ, 1983: 215 с.

ЛГУ

Поступила в редакцию 18.VI.1984

ХРОНИК А

УДК 553.64

VII МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ФОСФОРИТАМ

ИЛЬИН А. В., РАТНИКОВА Г. И., ЯНШИН А. Л.

Очередная, VII конференция по фосфоритам в рамках проекта 156 «Фосфориты» Международной программы геологической корреляции ЮНЕСКО была проведена в Советском Союзе с 15 по 24 августа 1984 г. Конференция была совмещена с полевой экскурсией, организованной оргкомитетом 27-го Международного геологического конгресса.

Как и предыдущие встречи участников работ по проекту 156, конференция состояла из семинара и полевых экскурсий. Объектом изучения VII полевой конференции стали месторождения фосфоритов Малого Каратау в Казахстане. На конференцию прибыли представители 12 стран; наиболее представительной была советская делегация, которую возглавлял руководитель советской рабочей группы проекта А. Л. Яншин. Советская делегация включала 23 официально зарегистрированных делегата. В нее входили такие известные специалисты, как А. С. Соколов — главный геолог Государственного института горно-химического сырья, акад. А. А. Абдулин (АН КазССР), В. Н. Холодов (ГИН АН СССР), Г. Н. Батурин (ИО АН СССР) и др. Среди 25 зарубежных гостей присутствовали видные геологи — специалисты по фосфоритам, такие, как Питер Кук и Джон Шерголд из Австралии, Стенли Риггс и Вильям Барнетт из США, Е Льянцзун из Китая, Ранжит Чоудхури и Дираж Банержи из Индии и др. Конферения по фосфоритам поропиялась в полером лагере Кыриабакты, откула

Конференция по фосфоритам проводилась в полевом лагере Кыршабакты, откуда осуществлялись также все экскурсии на месторождения Каратауского фосфоритоносного бассейна.

Семинар. На семинаре было заявлено 27 докладов, большая часть на которых была оглашена. 15 докладов прочли советские специалисты. Тематика докладов была широкой, однако основное внимание было уделено вопросам геологии, стратиграфии, фациальному анализу и детальной петрологии фосфоритовых месторождений Малого Каратау. Обзорный доклад по геологии Каратауского бассейна и фосфоритовым месторождениям представили А. А. Тимченко, А. С. Соколов (Государственный институт горнохимического сырья) и В. Г. Сагунов (АН КазССР). Стратиграфии позднего докембрия — кембрия Каратауского бассейна был посвящен доклад А. А. Абдулина, Г. Х. Ергалиева (АН КазССР), Г. Н. Косанова, М. А. Чимбулатова («Южказгеология»). Об эпигеосинклинальных молассах хр. Малый Каратау доложил Ю. К. Советов, а Э. А. Еганов (ИГиГ СО АН СССР) подробно проанализировал фациальный состав фосфатоносной чулактауской свиты. Минералогия и типы каратауских фосфоритовых руд были предметом доклада А. А. Краснова (ГИГХС).

Суммируя вкратце материал, изложенный в этих докладах, можно сказать следующее. В геотектоническом аспекте территория Малого Каратау является частью гигантского Урало-Монгольского складчатого пояса, причем система хребтов Каратау представляет собой продолжение каледонид северного Тянь-Шаня. Каратауский фосфоритоносный бассейн располагается в пределах Таласо-Каратауской структурной зоны, которая слагается нижнепалеозойскими фосфоритоносными карбонатными толщами, подстилающими их рифей-вендскими флишоидными и молассовыми отложениями и отчасти верхне-девонско-каменноугольными отложениями. Фосфоритоносная кемброордовикская тамдинская серия Малого Каратау трансгрессивно залегает на докембрийском основании и прорвана на юго-востоке бассейна гранитными интрузиями. Фосфоритоносная чулактауская свита лежит на пестроцветной карбонатно-терригенной кыршабактинской свите, в которой можно обнаружить уже заметную фосфатность в виде тонких слоев фосфоритов, их обломков или в виде повышенной фосфатоносности пород.

В чулактауской свите выделены три биостратиграфических зоны (снизу вверх): а) горизонт нижних доломитов — зона Protohertzina anabarica — венд (?); б) кремневый и фосфоритовый горизонт — зона Bercutia cristata; в) железомарганцевый горизонт — зона Bendorthoeca costata. Фосфоритовый горизонт содержит нижнюю фосфоритовую пачку мощностью 0,5—10 м, фосфато-сланцевую пачку мощностью 2—35 м с прослоями богатых фосфоритов (до 1—2 м) и верхнюю (главную) фосфоритовую пачку.

В докладах советских геологов — специалистов по Каратаускому бассейну отмечалось, что в век накопления нижних доломитов фосфат концентрировался в биогермах. Позднее условия фосфоритообразования усложнились и процесс интенсифицировался. Образование «чистых» богатых фосфоритов, по мнению ряда исследователей, явилось результатом механического их обогащения в стадию осадконакопления в результате волнового воздействия. Оно осуществлялось путем периодического перемешивания кремнево-фосфатногс осадка и его фракционирования на зернистые и илистые компоненты и выноса последних. Палеогеографические факторы, такие, как наличие характерного поднятия в виде низкой суши и обширного ступенчатого подводного ее склона (шельфа), а также залива, без сквозной циркуляции вод, но связанного с океаном, считаются необходимым условием фосфатонакопления в Каратауском бассейне.

Помимо Каратауского бассейна в докладах советских геологов были затронуты вопросы геологии, стратиграфии и литологии ряда других фосфоритоносных бассейнов мира, обсуждались общие проблемы фосфоритоббразования. Так, В. Н. Холодов (ГИН АН СССР) сделал доклад на тему «Проблемы генезиса и геохимии палеозойских пластовых фосфоритов», а Г. Н. Батурин (ИО АН СССР) выступил с докладом «Рассеяние и концентрация фосфора в современном океанском осадкообразовании». Доклады этих ученых, которые, как известно, придерживаются различных взглядов относительно генезиса фосфоритов, привлекли всеобщее внимание. Геолого-генетические модели главнейших промышленных типов месторождений фосфоритов СССР были охарактеризованы в докладе А. С. Михайлова, М. И. Карповой, В. С. Бойко. Детальному анализу вопроса о составе и структуре подолита был посвящен доклад В. З. Блисковского (ГИГХС). О хибинских апатитовых месторождениях рассказая В. И. Ноздря (ГИГХС). Проблема эпигенетических преобразований хубсугульских фосфоритов Монголин была затронута в докладе Г. И. Ратниковой (ИЛС АН СССР) и Л. Очира (АН МНР). Н. И. Юдин (ИЛС АН СССР) выступил. с обсуждением вопросов фосфоритобразования в раннем докембрии. Доклады советских геологов вызвали большой интерес аудитории.

Руководители проекта 156 МПГК «Фосфорнты» Питер Кук и Дж. Шерголд (Австралия) подвергли итоги исследований по проекту в докладе «Позднекембрийские кембрийские фосфорнты и фосфогенез». Признавая, что фосфатная геология развивалась в течение полувека под влиянием идей А. В. Казакова, докладчики в то же время отметили, что ныне фосфогенез представляется как процесс, обусловленный многими необходимыми пререквизитами, а не только одним апвеллингом. Одно из основных достижений проекта они видят в том, что благодаря деятельности большого международного коллектива ученых древняя эпоха массового фосфатонакопления, провозглашенная впервые также в СССР (А. Л. Яншин, 1964), обрела достаточно детальную характеристику в отношении времени ее проявления, тектонических и палеогеографических условий, петрографии, минералогии, геохимии самих фосфоритов и т. п. Другой результат работ проекта по древним фосфоритам докладчики склонны видеть в том, что познание древнего фосфогенеза проливает определенный свет и помогает понять более общие историко-геологические процессы, с которыми фосфогенез был связан.

Стенли Риггс (США) выступил с докладом, посвященным характеристике мноценового фосфатонакопления на континентальной окраине юго-востока США, и связал этот процесс с колебаниями уровня Атлантики в кайнозое, периодическими изменениями климата, изменениями положения Гольфстрима и палеогеографией Западной Атлантики и Мексиканского залива. Вильям Барнет (США), продолжавший изучение четвертичных фосфоритов и вмещающих их осадочных пород на шельфе Перу, сообщил новые данные, касающиеся определения абсолютного возраста фосфоритов с помощью раднонуклеидов С-14 и Ве-10.

С интересным докладом выступил *Д. Колодный* (Израиль), который подвел итоги исследований изотопного состава элементов, образующих зерна апатита. Изотопный состав их оказывается весьма устойчивым в геологическом времени.

Детальным исследованиям микроструктуры апатита, замещающего биогенный карбонат в природных и лабораторных условиях, посвятили свой доклад французские ученые Жак Лука и Лилиан Прево. Питер Саутгейт (Австралия) привел новые данные, касающиеся связи карбонато- и фосфатонакопления на примере фосфоритоносного бассейна Джорджина в Австралии. С большим интересом были выслушаны доклады Е Льянцзуна о древних фосфоритах Китая и Нгуен Данг Кхоа о месторождениях раннекембрийских метаморфизованных фосфоритов Лаокая и других районов Вьетнама.

Экскурсии. Полевые экскурсии проводились в течение четырех дней. В ходе экскурсий участники полевой конференции осмотрели геологические разрезы венда — нижнего кембрия по рекам Кыршабакты, Коксу и Ушбас. Более детально изучались месторождения фосфоритов Беркуты Северное, Коксу, Герес и Жилан. В последний день экскурсанты посетили Жанатасскую геологоразведочную экспедицию и осмотрели карьер месторождения Жанатас. Экскурсия была хорошо организована, сопровождалась показом схем. карт и разрезов, представленных советскими геологами, изучающими Каратауский бассейн. Успешному проведению экскурсии способствовали совместные усилия Академии наук СССР, АН КазССР, Мингео СССР, Мингео КазССР и Минудобрений СССР.

На заключительном заседании в последний день конференции состоялась оживленная дискуссия, посвященная обсуждению впечатлений, полученных во время полевых экскурсий. Общие итоги дискуссии подвел А. Л. Яншин. Выступавшие горячо поблагодарили советских организаторов полевой конференции.

На заседании рабочих групп проекта 156 было принято несколько организационных решений. В частности, руководители проекта П. Кук и Д. Шерголд сложили с себя полномочия и передали их С. Риггсу и В. Барнету в связи с тем, что конференция в Каратау была заключительной для первой фазы проекта, посвященной древним (позднедокембрийским — кембрийским) фосфоритам. В будущем проект будет нацелен на изучение позднемезозойских — кайнозойских фосфоритов Тетиса и других регионов. Очередная VIII полевая конференция проекта 156 будет проведена в мае 1985 г. на мноценовых фосфоритах Северной Каролины и Флориды.

Институт литосферы АН СССР Москва

Поступила в редакцию 17.1Х.1984

Совещания и семинары по проблемам осадочной геологии и рудогенеза, планируемые в 1985 году Междуведомственным литологическим комитетом (МЛК) и другими организациями

Название семинара или	Дата проведения	Место проведения	Организация
V Всесоюзный семинар по проблеме «Формации осадочных бассейнов и их нефтегазоносность»	4—6 февраля	Москва, МГУ	Секция нефтяной янтоло- гии МЛК, Мингео СССР, Миннефтепром СССР, МГУ
II Всесоюзное совещание по проблеме «Дегазация Земли и геотектоника»	26 февраля — 1 марта	Москва, ГИН АН СССР	ГИН АН СССР, МОИП
Всесоюзный семинар «Цик- личность осадконакопле- ния и зональность раз- мещения залежей нефти и газа»	12—14 марта	Новосибирск	Научный совет по пробле- мам геол. и геохимии нефти и газа АН СССР, ИГиГ СО АН СССР
Всесоюзная школа «Совре- менные методы морских геологических исследо- ваний (экспедиционные и лабораторные)	13—18 мая	Светлогорск, Кали- нинградской об- ласти	ИОАН СССР, секция современных осадков океаных осадков океанов и морей, МЛК
Пленум МЛК на тему «Кора выветривания и связанные с ней полез- ные ископаемые»	4 июня	Москва, ГИН АН СССР	млқ
Семинар «Бокситы и дру- гие руды алюминиевой промышленности»	август	Североонежское бокситовое место- рождение	Секция руд железа, мар- ганца, алюминия МЛК, ПГО «Архангельскгео- логия», ИГЕМ АН СССР
Совещание по проблеме «Седимент. Литология, стратиграфия и структу- ра осадочного чехла Мирового океана»	2—7 сентября	г. Одесса	МЛК, Одесский государ- ственный университет, Комиссия по проблемам Мирового океана АН СССР
Семинар и геологическая экскурсия на тему «Оса- дочные и вулканогенно- осадочные формации Грузии»	8—14 сентября	Тбилиси	МЛК, Грузинский МЛК, КИМС, Институт геоло- гии АН ГрузССР
Школа-семинар «Кремнена- копление в осадочном процессе»	17—20 сентября	СПЛ «Лиманчик», Новороссийск	МЛК, Ростовский ГУ, Северо-Кавказский науч- ный центр
XIII Всесоюзное совещание «Исследование глин и глинистых минералов и их применение в народ- ном хозяйстве»	сентябрь	Алма-Ата	Комиссия по изучению глин. ИГЕМ АН СССР. Геологический институт КазССР, Секция геоми- нералогии МЛК
2-я Тихоокеанская школа по морской геологии	сентябрь	Южносахалинск	Комиссия по проблемам Мирового океана АН СССР, И-т морской гео- логии и геофизики ДВНЦ
•			

Таблица (окончание)

Название семинара или совещания	Дата проведения	Место проведения	Организация	
2-ое Республиканское со- вещание по проблеме «Стратиформные место- рождения цветных ме- таллов»	октябрь	г. Кентау, КазССР	Мингео КазССР, секция стратиформного рудооб- разования Совета по ру- дообразованию АН СССР	
II Всесоюзное совещание по комплексной перера- ботке и использованию нефтебитуминозных по- род	октябрь	г. Гурьев, КазССР	Научный совет по нефте- химии АН СССР, Инсти- тут химии нефти и при- род. солей АН КазССР	
Всесоюзная конференция по проблеме «Подземные воды и эволюция лито- сферы»	декабрь	Москва, ГИН АН СССР	МЛК, Институт литосфе- ры АН СССР, Научный совет по инж. геологии и гидрогеологии АН СССР, ГИН АН СССР	

Кроме того, в Москве, при МИНХиГП им. И. М. Губкина, постоянно действует семинар по литологии и нефтегазоносности карбонатных отложений МЛК; через каждые 2—3 месяца на нем заслушиваются и обсуждаются доклады разных исследователей.
РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный секретарь), КАЛЕДА Г. А., КОССОВСКАЯ А. Г., КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф., ЛИСИЦЫН А. П., МИХАЙЛОВ Б. М. (зам. главного редактора), РОНОВ А. Б., СИДОРЕНКО Св. А., СОКОЛОВ А. С., ТЕНЯКОВ В. А., ТИМОФЕЕВ П. П., ХВОРОВА И. В. (зам. главного редактора), ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), ЩЕРБАКОВ А. В.

EDITORIAL BOARD:

BUTUZOVA G. Ju. (secretary in charge), KALEDA G. A., KOSSOVSKAJA A. G., KRASHENINNIKOV G. F., LISITZIN A. P., MICHAILOV B. M. (deputy chief editor), RONOV A. B., SIDORENKO Sv. A., SOKOLOV A. S., TENJAKOV V. A., TIMOFEEV P. P., KHVOROVA I. V. (deputy chief editor), KHOLODOV V. N. (editor), SCHERBAKOV A. V.

> Адрес редакции: 109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР телефон 230-81-77 Зав. редакцией Т. А. Шелепина

> > Технический редактор Е. И. Гришина

Сдано в набор 02.04.85 Подписано к печати 15.05.85 Т-09200 Формат бумаги 70×108¹/16 Высокая печать Усл. печ. л. 12,6 Усл. кр.-отт. 13,4 тыс. Уч.-изд. л. 14,2 Бум. л. 4,5 Тираж 1044 экз. Зак. 4404 Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21 2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Шубинский пер., 6

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА» имеются в продаже:

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕ-СТОРОЖДЕНИЙ СИБИРИ. (Труды Института геологии и геофизики. Вып. 361). 1977. 264 с. 2 р. 40 к.

В сборнике приводятся данные по стратиформным свинцово-цинковым, колчеданным и колчеданно-полиметаллическим месторождениям Западного Забайкалья, Прибайкалья и Енисейского кряжа. Рассматриваются условия образования, состав и строение сульфидных полиметаллических и колчеданно-полиметаллических руд, процессы метаморфического преобразования и вопросы источников рудного вещества.

Работа представляет интерес для специалистов в области рудных месторождений и металлогении.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ. Материалы Первого всесоюзного радиогеохимического совещания (15—19 мая 1972 г., Новосибирск), 1975. 295 с. 2 р. 93 к.

В работе отражены основные проблемы геохимии радиоактивных элементов в процессах эволюции земной коры. Приведены новые сведения о распределении и поведении этих элементов в процессах образования осадочных, магматических и метаморфических горных пород. Описаны современные методы определения содержания пространственного распределения и форм нахождения урана и тория в различных геологических объектах.

Сборник представляет интерес для геологов, литологов, петрологов, геохимиков.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, Коммунистическая ул., 51; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердлэсск, ул. Мамина-Сибирка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.