

издательство · наука ·

АИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ΝΗΙΟΛΟΙΝ

И ПОЛЕЗНЫЕ

ИСКОПАЕМЫЕ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ Выходит 6 раз в год Москва

1

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ 1976

СОДЕРЖАНИЕ

•	Н.	М. Страхов. Условия образования конкреционных железо-марганцевых руд в	•
i	В.	современных водоемах Н. Живаго, В. В. Серова. Минералогия эоловой взвеси над центральными	3
•	И. В.	районами Тихого океана	8
6	A .	го вещества в процессе седиментогенеза	7
:	Б.	отложениях Кубы	7
ï	М.	оокситов КМА <i>Е. Каплан, Е. Н. Роднова.</i> Эволюция состава триасового терригенного ком- плекса Восточного Таймыра	9 10
•	Ю	В. Миртов, Н. А. Красильникова, А. Н. Чиркин. Ультрамикрокристалличе- ское строение основных типов фосфоритов. 10)9
•	п. Р.	М. Пахаруков, М. М. Кравченко, Б. Б. Соловьев, Б. К. Шаханов, Б. Д. Тян. Гипергенные изменения ильменита месторождения Караоткель в Казахстане Н. Абдуллаев, Х. А. Ализаде, М. Б. Хеиров. Минералогия и генезис бентонитов Дашсалахлинского месторождения Азербайджана	21 26
		Краткие сообщения	
, , (А Т. Р И	 В. Коченов, А. А. Черников. К вопросу о природе поверхностных концентраций урана в аридных районах	39 47 52 60 63
•	Л	И. Е. Штеренберг, А. Б. Шеко, И. С. Кудьяров. Усовершенствование метода	

•	Л.	Ε.	Шт	еренб е	рг,	А.	Б. Шеко,	И.	С	. Ку	дья	іров	. У	сов	ерш	енс	твоі	вани	e M	етод	a	
		О.	Π.	Мира,	М.	Л.	Джексона		·	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	169
										Хрон	шк	a										
١	Π	Π	TUM	офеев	Л	И	<i>Γογο μ</i> οδοι	an	3a	села	สมส	KUI	иисс	นนั	Me	жп	инаг	олн	010	KOM	u -	

тета	по	петрологии	углей	(Польша,	1974	г.)	•	•	•	•	•	•	•	•	173

© Издательство «Наука», «Литология и полезные ископаемые», 1976 г.



1 JANUARY — FEBRUARY 1976

CONTENTS

N. M Strakhov. Conditions of formation of nodulous iron-manganese ores in recent
N. Zhivago, V. V. Serova. Mineralogy of the eolian suspension over the Pacific
I. I. Volkov, E. G. Sokolova. Geochemistry of selenium in sediments of the Black
 V. P. Zverev, P. P. Timofeev. Hydrogeochemical lacies environments of recent se- dimentation in Kolkhida and the course of transformation of mineral substance in the process of sedimentogenesis A. G. Chernyakhovsky, L. Penyalver. Some regularities of origin and distribution of gibbsite and boehmite in the weathering crusts and Quaternary deposits
B. M. Mikhailov, L. V. Klekl. Hypergene-metasomatic genesis of some bauxites
of the Kursk Magnetic Anomaly M. E. Kaplan, E. N. Rodnova. Evolution of the composition of the Triassic terrigene complex of the East Taimir Yu V. Mirtov, N. A. Krasilnikova, A. N. Chirkin. Ultramicrocrystalline structure
of the main phosphorite types N. M. Pakharukov, M. M. Kravchenko, V. V. Soloviev, V. K. Shakhanov, V. D. Tyan. Hypergene changes of ilminite in the Karaotkel deposit of Kazakhstan R. N. Abdulaev, Kh. A. Alizade, M. B. Kheirov. Mineralogy and genesis of bento- nites of the Dashsalakhlinsky deposit in Azerbaijan
Short communications
 4. V. Kochenov, A. A. Chernikov. On the nature of surface concentrations of uranium in arid regions 7. A. Ivanovskaya, S. B. Smelov. Materials on the isotopic age and mineralogy of Upper Riphean glauconite of the South Urals (Miniyara region) 8. Tsvetichanin. Petrographic composition of hard coals in Yugoslavian deposits of different age 9. G. Chelidze. On mineralogy of silica in silicites of the Transcaucasia 1. N. Tikhvinsky. Regularities of accumulation of chlorite-potash salts in the Preduralian — Precaspian basin
Methods
. Ye. Shternberg, A. B. Sheko, I. S. Kudiyarov. On perfection of the Mehra — Jeckson method
Chronicles
P. P. Timofeev, L. I. Bogolyubova. Meetings of the Commissions of the Interna- tional Committee on Coal Petrology

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 1, 1976 г.

УДК 550.4:553.32:551.35

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КОНКРЕЦИОННЫХ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ РУД В СОВРЕМЕННЫХ ВОДОЕМАХ

H. M. CTPAXOB

Рассмотрен механизм образования железо-марганцевых стяжений в строго окислительной среде, когда в разрезе осадков нет горизонтов с восстановительным режимом (пелагиаль океанов), и в условиях, когда под окислительной пленкой имеются слои с восстановительным режимом (придаточные моря и озера). В первом случае источником Fe и Mn является наддонная вода, весьма бедная растворенными Fe и Mn. Поэтому образование стяжений идет весьма медленно и на фоне еще более замедленной общей седиментации. Механизм осаждения элементов и формирования стяжений чисто физико-химический. Во втором случае источником вещества стяжений является редукция механических взвесей Fe и Mn, принесенных с водосборов и осевших в придаточных морях и озерах; химическая садка элементов из наддонной воды, не отсутствуя совсем, играет совершенно второстепенную, ничтожную роль. Механизм осаждения Fe и Mn биохимический — работа железобактерий, подавляющих физико-химический процесс. Анализ станции 1788 в Балтийском море доказывает реальность указанного механизма конкреционного рудообразования в придаточных морях, в частности реальность диффузионного подтока вещества из восстановительной зоны в окислительную, где образуются стяжения Fe и Mn.

Конкреционные гидроокисные Fe — Мп-руды, как известно, широко распространены на дне современных бассейнов — океанов, морей, озер. В разное время автору довелось касаться их генезиса с разных сторон, но некоторые вопросы разрешались при этом только в условной, альтернативной форме. К настоящему времени накопился новый материал, который позволяет рассматривать проблему формирования конкреционных руд уверенней, чем раньше. Кратко суммировать эти данные — задача настоящего сообщения.

По общей обстановке, мне думается, следует выделить три типа конкреционного рудообразования: один свойствен пелагическим зонам океанов, другой — окраинным зонам океанов и придаточным морям¹, третий — озерам.

1. ОБСТАНОВКА КОНКРЕЦИОННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ПЕЛАГИАЛИ ОКЕАНОВ

Долгое время среди исследователей была популярна мысль, что специфику конкреционного рудообразования в пелагиали составляет источник рудного вещества. При этом одни видели его в подводном выветривании (разложении) базальтового и андезитового материала (Д. Меррей и А. Ренар, Е. Бонатти, Т. Мур), другие — в эксгаляциях подводных вулканов (К. Гюмболь, У. Найюду, Г. С. Дзоценидзе и др.).

Д. Меррей и А. Ренар (Murray, Renard, 1891) полагали, что песчаные и глинистые осадки шельфа и континентального склона океанов слагают-

¹ Придаточными морями в океанологии называют Охотское, Японское, Берингово, Средиземное и другие краевые и внутриконтинентальные моря.

ся терригенным материалом, пелагические же отложения — красные глины, глобагериновый ил, диатомовые и радиоляривые илы в их абиогенной части — возникли за счет разложения in situ пепловых частиц и пемзы. Освобождающиеся при этом Fe, Mn и микроэлементы образовали пелагические стяжения. «Конкреции, — пишут они, — являются некоторым образом дополнительным образованием к формированию пелагических глин» (Murray, Renard, 1891, стр. 377).

Рентгенографическое изучение этих глин в 20-х — 70-х годах показало, однако, что трактовка их в качестве продуктов разложения на

	Обмен веществ	при выветривании базальта
И	взаимодействии	с морской водой за 7.106 лет,
		$10^{-2} \ \epsilon/cm^2$

Постоянный	Отдано в морскую	Получено из морской
элемент	воду	воды
Aı	SiO ₂ 5,2 MgO 2,0 CaO 2,1 — — — — Общая потеря 10,2	TiO_2 1,1 FeO 2,6 MnO 0,05 Na ₂ O 0,2 K ₂ O 0,9 P ₂ O ₅ 0,08 H ₂ O 2,6 Общее приобрете- ние 7,53

Примечание. Расчет сделан при условии, что содержание Al не меняется при выветривании и что уд. вес базальтов 2,60.

ошибочна. дне пеплов Подавляющая часть глинистых минералов, в частности каолинит, гидрослюда, хлорит и по крайней мере значительная часть монтмориллонита, имеют достопроисверно терригенное хождение; для гидрослюд это доказывает и их радиометрический возраст, в тех случаях, когда он определялся (в десятки и сотни 106 лет). Это резко сузило значение подводного выветривания. К тому же реальный ход его, раскрытый недавно С. Р. Хартом (Hart, 1970), оказался иным, чем полага-

ли Д. Меррей и А. Ренар. С. Р. Харт воспользовался подробными анализами 112 образцов толеитовых базальтов со Средне-Атлантического хребта и из Тихого океана. В этих образцах различались три зоны: а) внешняя желто-коричневая, б) переходная серо-бурая, в) центральная неизмененная. Эти зоны демонстрируют ход подводного выветривания. Результаты расчетов оказались весьма любопытными (таблица). Из таблицы явствует, что при выветривании базальтов в природных условиях происходит потеря только SiO₂, CaO, MgO; содержания же K, Na, Р, Ті, Fe и Мп, напротив, увеличиваются в выветрелой корке. То же самое наблюдается, по С. Р. Харту (Hart, 1969), с К, Рb, Сs. Благодаря насасыванию выветривающейся коркой содержания К в ней в 2,2 раза, Rb — в 5 раз, Cs — в 20 раз выше, чем в ядре образцов. Это согласуется с «временем жизни» названных металлов в океане: $K - 10 \times 10^6$, Rb -4×10°, Cs -0,6×10° лет. Чем чаще возобновляется поступление в океан одних и тех же порций каждого металла, тем сильнее поглощается он выветривающимся базальтом. Кроме того, обогащение K, Rb, Cs происходит раньше, чем станет сколько-нибудь заметной гидратация толеитов, и осуществляется при количестве H₂O <1% (обычно 0,2-0,5%). Сорбция K, Rb, Cs толеитами из морской воды идет в том же порядке (по интенсивности), в каком они выносятся из базальтов при континентальном выветривании. Таким образом, процесс выноса из пород на суше в известной мере балансируется поглощением их из морской воды.

Из приведенных данных видно, что так называемое подводное выветривание вовсе не аналогично такому же процессу на суше. Оно не сводится только к выносу компонентов, но сопровождается еще и поглощением ряда веществ из морской воды; в их числе Fe и Mn.

В сущности здесь имеет место эмбриональная стадия образования рудных корок на базальтах. И оказывается, что вовсе не базальт питает эти корки своими Fe, Mn и микроэлементами, а морская вода, в которой главным источником является вынос с континентов. Эксгаляционная концепция была недавно подробно разобрана автоом этих строк (Страхов, 1974) с применением железо-марганцево-титанового модуля как показатели присутствия эксгалятивных веществ в осадке. Оказалось, что пелатические илы обладают модулем 10—25, типичным для осадков бассейнов, лишенных каких-либо проявлений вулканизма. Модуль остается в тех же пределах, если даже возвратить (расчетом) в осадок те количества Fe+Mn, которые присутствуют в составе стяжений. Это, а также пространственная изоляция рудного конкрециеобразования от очагов современного эксплозивного вулканизма и от срединно-океанических хребтов с их эксгаляциями однозначно доказывает, что в формировании Fe — Mn-стяжений в пелагиали эксгалятивные компоненты участия не принимают; оно идет за счет того же экзогенного материала, поступающего с водосборов, как и в бассейнах неокеанических.

Итак, в настоящее время есть все основания для того, чтобы окончательно расстаться с вулканической гипотезой образования пелагических стяжений во всех ее вариантах. Источник вещества для этих образований не специфический, и в этом отношении пелагические руды океанов не отличаются от конкреций в бассейнах, нацело лишенных всяких проявлений вулканизма. Специфичность пелагического конкрециеобразования в океанах не в источнике рудного вещества, а в обстановке рудообразования.

Обстановка эта в океанах, особенно Тихом, в настоящее время может считаться в своих главных чертах выясненной. Для нее характерно прежде всего то, что наддонная вода обладает ничтожным содержанием растворенных Fe и Mn; у первого оно колеблется от 0,7 до 5,5—7,5, в в среднем 1,6 *мкг/л*, у второго — от <0,1 до 5,6, в среднем 1,5 *мкг/л* (Лисицын, Гордеев, 1974; Crerar, Barnes, 1974). Ећ наддонной воды порядка $+450 + 500 \ ms$, pH \approx 7,5. В осадке присутствуют только Fe³⁺ и Mn⁴⁺, без признаков их закисных форм. Мощность окисленного горизонта на площади евпелагической красной и цеолитовой глин больше 12—15 *м*, так как колонки такой длины в Тихом океане не пробили красной глины. Вероятно, истинная их мощность много больше. Иловая вода в красных глинах содержит Fe³⁺ и Mn⁴⁺ в тех же количествах, что и наддонная. Ећ порядка +200 +400 *мв*. Поступление Fe²⁺ и Mn²⁺ из каких-либо глубинных горизонтов здесь практически исключается.

Весьма важным признаком конкрециеобразования здесь является его чрезвычайная медленность: тысячелетия нужны для того, чтобы сформировалось стяжение даже небольшого размера, в 3—5 см. Правда, радиологические определения здесь ненадежны, и возраст одной и той же конкреции по данным разных методов расходится на один-два порядка. Но характерно, что минимальные величины возраста не спускаются ниже 2—5 тыс. лет. Более надежный палеомагнитный метод также подтверждает крайне малую скорость пелагического конкреционного процесса (Somayajuln c. a., 1971).

Не менее существенно, что процесс этот реализуется в областях крайне медленного осадконакопления вообще. Это было известно уже Д. Меррею и А. Р. Ренару (Murray, Renard, 1891), хотя они и не могли охарактеризовать скоростей цифрой. Количественные определения стали появляться только на базе абсолютной геохронологии. Особенно отчетливо вырисовалась картина, когда А. П. Лисицыным (1971) были построены карты скоростей современного осадконакопления начиная со среднего плейстоцена и эти карты были сопоставлены с картами распределения рудных концентраций Fe — Мп-стяжений в Тихом океане, опубликованными H. С. Скорняковой и И. Ф. Андрущенко (1970). Оказалось (Страхов, 1974), что рудные концентрации строго локализованы в пределах двух субтропических халистаз с конвергентным режимом и скоростями седиментации <1 и 1—3 мм в 10³ лет.

Поскольку в пелагиали океанов отсутствуют торизонты с восстановительным режимом, очевидно, что питание осадка и Fe - Mn-стяжений происходит здесь только за счет наддонной воды. А так как концентрация этих элементов здесь ничтожна из-за их малой растворимости в окислительной среде, то естественно, что и скорость формирования стяжений тут оказывается мизерной, и пространственно они локализуются там, где скорость осадконакопления еще меньше скорости конкрециеобразования. Нужно учесть также, что растворимость Fe³⁺ и Mn⁴⁺ в условиях окислительного режима ничтожна и это дополнительно замедляет ход пелагического конкрециеобразования в илах и привязывает его к зонам минимальных скоростей осадочного процесса. Итак, все особенности тенерации Fe — Мп-стяжений в пелагиали океанов строго детерминированы и целиком определяются окислительным режимом среды, отсутствием восстановительного слоя внизу в качестве дополнительного источника вещества, крайней медленностью осадкообразования, а также свойствами Fe и Mn в условиях окислительного режима.

Это сочетание условий и заставляет выделять океаническое конкрециеобразование в особый тип рудного процесса, происходящего за счет экзогенного материала. Этот тип свойствен строго окислительной обстановке.

Что касается тонкостей физико-химического механизма формирования стяжений, то в этой области все еще остаются неясности и противоречия. Так, по А. П. Виноградову «...невозможно утверждать, в какой форме находится в океанической воде растворенное Fe» (1967, стр 120). Тем не менее он указывает, что «...морская вода насыщена кислородом...» и обладает «...высоким окислительным потенциалом (до 0,45 v). Поэтому растворенное железо (вне гуматных форм) может находиться в морской воде только в виде Fe³⁺, тем более что твердые гидраты Fe(OH)₂... окисляются быстрее..., чем Fe²⁺→Fe³⁺.... Произведение растворимости (Fe³⁺) × (OH⁻¹)₃=10^{-37,7}-10⁻⁴². Из этих данных следует, что концентрация Fe³⁺ при pH=8 будет не более 10⁻¹² г/м³, даже принимая во внимание некоторое повышение растворимости вследствие большой ионной силы растворов моря» (1967, стр. 120). 10⁻¹² г/м³— это 10⁻²мкг/л, тогда как в океанской воде в среднем 1,6 $M\kappa \epsilon/\Lambda$, т. е. на 2 порядка выше. Совершенно очевидно, что Fe³⁺ находится в морском растворе в резко пересыщенном состоянии, результатом чего является переход в коллоидную форму, его коагуляция и осаждение на дно. На границе вода — осадок и в осадке часть осевшего Fe³⁺ сорбируется активными поверхностями твердых фаз осадка, образуя стяжения. К ним же подтекает Fe³⁺, осевшее вне стяжений, т. е. происходит перераспределение Fe, типичное для диагенеза вообще.

Сходно с поведением Fe поведение Mn. «При полной аэрации современного океана, — пишет А. П. Виноградов, — окислительный потенциал раствора достаточен, чтобы весь Мп перешел в высшую валентность Mn⁴⁺. MnO(OH)₂ и другие его соединения, например манганиты с Mn³⁺, если и находятся в растворе океанической воды, то являются промежуточным звеном и неустойчивы... Растворимость (в растворе солей океана) Mn(OH)₂ значительно выше, чем, например, растворимость MnO_2 , и вместе с тем окисление гидрата Mn идет быстрее, чем Mn^{2+} . Следовательно, маловероятно, чтобы в океанической воде находились растворимые соли Mn²⁺. Возможно, в толще океанической воды Mn весь переходит в высшие окислы, в MnO₂. Этот процесс перехода Mn²⁺, привносимого из горных пород с континента в виде различных смесей и соединений, и Mn²⁺, освобождаемого при гибели планктона (фораминифер, диатомовых и др.) по мере опускания в глубокие слои воды, в высшую валентность — MnO₂ и, наконец, погребение его в донных отложениях главная тенденция в геохимии Мп в океане» (Виноградов, 1967, стр. 123). В этой трактовке окислительные процессы протекают в толще наддонной воды и не зависят от твердых фаз осадка. В донный осадок Fe и Mn приходят в высшей степени окисления. В осадке происходит их перераспределение, причем активные поверхности твердых фаз (пепел, раковины, кости и др.) играют роль только сорбентов.

Несмотря на правдоподобность изложенных представлений, все же приходится отметить, что они имеют только качественный характер и не опираются на количественные физико-химические расчеты и экспериментальные данные.

Существенно иначе выглядит механизм осаждения Fe и Mn в работах американских исследователей, опирающихся на эксперименты и тер-

расчеты модинамические (Goldberg, 1961, 1963; Hem, 1963, 1964 и др.). Все исследователи сходятся на том, что растворенное и не. связанное с органическими комплексами железо находится в морской воде в виде Fe₂O₃. А так как растворимость этого соединения в условиях океанской воды ничтожна, то Fe₂O₃ резко пересыщает воду и присутствует в виде коллоидов, которые коагулируют и садятся на дно. Твердые фазы в илах (пемза, раковинки, кости рыб и др.) активно сорбируют на себе коллоид Fe_2O_3 , что является причиной образования стяжений. Сложнее история марганца. Он находится в морской воде в виде Мп²⁺, причем Е. Д. Голдберг (Goldberg, 1961, 1963) считает, что закисное соединение пересыщает воды, по Д. Крерару же и Т. Брансу (Crerar, Barnes, 1974), резко (фиг. недосыщает их 1). Садка Мп происходит (по



Фиг. 1. Диаграмма равновесий в системе Мп—H₂O для 25°C и атмосферном давлении, показывающая поля устойчивости Mn²⁺, пиролюзита, манганита, гаусманита и пирохлора, а также метастабильную границу бирнессита манганита

Е. Д. Голдбергу) по реакции с кислородом воды — $Mn^{2+}+1/2O_2 + +2OH^- = \delta MnO_2 + H_2O$. Но течение этой реакции, как показали Д. Кререр и Х. Барнс (Сгегаг, Barnes, 1974), возможно лишь при Eh=750 *мв*, которые в морских водах никогда не встречаются. Отсюда они заключили, что действительный механизм садки Mn^{2+} из морской воды и генерация стяжений происходят гораздо сложнее. Основу процесса составляет сорбция Mn^{2+} активными поверхностями твердых частиц осадка. «Эффективный Eh на поверхности здесь на 200—400 *mv* выше, чем в морской воде; скорость окисления Mn увеличивается примерно в 10⁸ раз, а энергия активации для марганца убывает до —11,5 *ккал/моль* (Сгегаг, Barnes, 1974, стр. 279). Эти специфические физико-химические условия на поверхности твердых частиц и являются причиной садки Mn.

При наличии двух существенно различных трактовок физико-химического механизма осаждения Fe и Mn этот механизм не может фигурировать в качестве надежного и объективного признака при характеристике конкрециеобразования в пелагиали океанов. Приходится пока оставить его в стороне и строить характеристику пелагического рудообразования на других, более объективных количественных показателях. Это — четыре вышеуказанные: крайне низкие содержания Fe и Mn в растворе наддонной воды; отсутствие восстановительной зоны осадка под окислительной, откуда могли бы поступать Fe²⁺ и Mn²⁺ к границе вода осадок; крайняя медленность конкрециеобразования; еще более низкие темпы осадкообразования вообще.

Нельзя не отметить, что в упомянутых двух концепциях места формирования стяжений неодинаковы. Из представлений А. П. Виноградова (1967) вытекает, что таким местом может быть и самый поверхностный слой осадка — граница вода — ил и более глубокие горизонты его; по представлениям американских исследователей, — только граница вода ил. В природе встречаются оба случая, что говорит в пользу первой трактовки. К тому же все радиологические определения скоростей формирования стяжений указывают, что скорость их меньше скорости образования вмещающего осадка. Это не противоречит первой концепции, но находится в полном противоречии с концепцией второй (американских геохимиков).

Участвуют ли в генерации стяжений железобактерии (способные окислять и Mn) или весь процесс идет абиогенно, без их воздействия? Хотя эти организмы и были обнаружены в пелагических стяжениях, их активность остается под вопросом. Поскольку Fe присутствует в растворе лишь как Fe³⁺, а формы Mn все еще не ясны до конца, следует считать биогенный процесс в строго окислительных условиях пелагиали океанов сомнительным. Вероятнее всего, здесь действует чисто физикохимический процесс, хотя конкретный его ход требует уточнений. Добавим, полноты ради, что обстановка окисного пелагического океанского рудообразования столь специфична, что ее реализацию в геологическом прошлом можно искать только на площадях древних океанов, но отнюдь не на территориях, принадлежащих континентальному блоку, ибо древние геосинклинальные области в лучшем случае отвечали окраинам современного океана, где красная глина представлена переходной зоной и конкрециеобразование в строго окислительной обстановке отсутствует.

2. ОБСТАНОВКА КОНКРЕЦИОННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В КРАЕВЫХ ЧАСТЯХ ОКЕАНОВ И В ПРИДАТОЧНЫХ МОРЯХ

Конкреционные Fe — Мп-руды часто наблюдаются в краевых частях океанов (шельфовые и гемипелагические отложения), а также в придаточных морях (Баренцево, Балтийское, Карское, Черное и др.). Четыре объективных условия контролируют здесь конкрециеобразование. Количества растворенных Fe и Mn в наддонной воде здесь мало чем отличается от тех, что имеются в открытом океане (Виноградов, 1967). В Баренцевом море содержания Fe, например, варьируют от 10 до 20 *мкг/л* (Бруевич, 1931), в Балтийском море на мелководье, над рудными полями, Мп содержится 1,5-2,1 мкг/л и только в северных частях — 5,7 мкг/л (Горшкова, 1967). Близость растворенных концентраций обоих элементов к содержаниям в воде океанической пелагиали доказывает, что интенсивность седиментационного поступления должна быть здесь близкой к интенсивности ее в пелагической зоне океанов и. значит, скорость конкрециеобразования, если оно идет за счет наддонной воды, столь же малой. В действительности скорость роста конкреций в придаточных морях на 2-3 порядка выше, чем в пелагиали. В Балтийском море (Рижский залив) она измеряется 35—140, в Черном море — 17—106 годами, в Ирландских лохах — несколькими десятилетиями (Страхов и др., 1968). Даже абсолютная геохронология, несмотря на большой разнобой определений возраста стяжений, показывает. что в заливах и приустьевых частях рек конкрециеобразование идет в 20—30 раз интенсивнее, чем в пелагиали океанов (Ku, Closby, 1972).

Рост стяжений в прибрежной части океанов, по некоторым данным, около 1 мм в год, в пелагиали — около 1 мм в 10⁶ лет (Ku, Broecker, 1969; Goldberg, Arrhenius, 1958). Вместе с тем скорости накопления самих осадков в придаточных морях многократно выше, чем в пелагиали. Так, в Беринговом и Охотском морях они достигают 50—100 мм в 10³ лет в центральных частях и >100 мм в краевых зонах; то же и в Японском море. В Средиземном море скорости седиментации лишь на незначительном участке <30 мм в 10^3 лет, на остальной же территории 30-40; 40—100; 100—200 и >200 мм. В Черном море на шельфе — до 400 мм в 10³ лет, а Азовском — 2400 мм, в Северном Каспии — 1000 мм, на шельфе западной части —6000 мм, на восточной —200—400 мм в 10³ лет (Лисицын, 1974). В Балтийском море в прибрежной зоне --- 210 мм, а в глубоководной — 140 мм в 10³ лет (Пустельников). В Рижском заливе — 3— 140 мм в год. В Белом, Баренцевом, Карском море скорости того же порядка, что и в других краевых и внутриконтинентальных морях. Резкое убыстрение конкрециеобразовательного процесса и течение его на фоне сильно ускорившейся седиментации вообще — объективные признаки рудообразования в гемипелагических зонах океана и в придаточных морях, отчетливо обособляющие его от процесса в пелагиали океанов, где господствуют чисто окислительные условия.

Что же обусловливает эти новые черты?

Ответ дает четвертый объективный и коренной признак: постоянное присутствие в гемипелагических отложениях океанов и в осадках придаточных морей зоны с восстановленными осадками, заметно обогащенными C_{opr} и обладающими иловой водой, в которой концентрации Fe и Mn измеряются уже не *мкг/л*, а *мг/л*, т. е. на 3 порядка выше. Здесь находится огромный резервуар обоих элементов, который позволяет через диффузию ионов Fe²⁺ и Mn²⁺ вверх, в окислительную зону, формироваться конкреционным рудам с большой скоростью и на фоне резко убыстренного осадочного процесса вообще.

Подчеркнем, что этот резервуар Fe^{2+} и Mn^{2+} находится в ближайшем мыслимом по вертикали соседстве с окислительной зоной. Иловая вода последней резко обеднена обоими компонентами, и вся физико-химическая обстановка радикально отлична от обстановки в более глубоких слоях осадка. В то время как в восстановительной зоне $Eh - 200 - 300 \ \text{мв}$, а pH \approx 8, в окислительной зоне $Eh + 200 + 300 \ \text{мв}$ и больше, а pH \approx 7,3—7,5. Здесь один над другим располагаются два резко разных геохимических мира, причем различия их таковы, что неизбежно возникает диффузионный отток Fe^{2+} и Mn^{2+} мз восстановительной зоны в окислительную. Это неотвратимый процесс. Он-то и обогащает окислительную зону обоими элементами, поступающими из зоны восстановительной.

Таким образом, когда в разрезе осадков имеется толща восстановленных осадков, именно она, а не садка из наддонной воды определяет конкрециеобразование в верхней окислительной пленке.

За счет каких форм Fe и Mn происходит редукционный процесс в восстановительной зоне?

Как известно, Fe и Mn мигрируют в речном стоке в подавляющей своей части в виде взвесей, в состав которых входят как мелкораздробленные частички силикатных материалов, так и окисные формы их, возникшие в коре выветривания и потом механически смытые и перенесенные речными водотоками. Придаточные моря и прибрежные зоны океана, до гемипелагической включительно, являются областями, где эти механические взвеси осаждаются в своей главной массе на дно. Химически выпавшие из раствора Fe и Mn в названных условиях играют ничтожную роль в силу малых содержаний их в наддонной воде. Значит, процессы редукции Fe и Mn в восстановительной зоне озер и придаточных морей протекают практически на базе механически внесенных в бассейн взвесей. В этом их характерная черта, которую мне приходилось неоднократно подчеркивать в течение почти 30 лет, начиная с монографии, посвященной железорудным фациям (Страхов, 1947). В переработке механически внесенных Fe и Mn в растворенные и подвижные, способные к диффузии в диагенезе формы и заключается специфика процессов в разбираемом типе.

Каков механизм окисления Fe²⁺ и Mn²⁺, поступивших из восстановительной в окисную зону?

Давно было установлено наличие здесь железобактерий, которые могут окислять и Mn²⁺. Сейчас эта сторона дела изучена подробно, и деятельность бактерий вне сомнения. Следовательно, биохимический процесс здесь доказан (Кузнецов, 1970). Но одновременно имеются **VСЛОВИЯ И ДЛЯ ТЕЧЕНИЯ ОКИСЛИТЕЛЬНОГО ПРОЦЕССА ПО СХЕМЕ АВТОКАТАЛИ**тического окисления, указанного американскими исследователями. Когда возможны два конкурирующих механизма, очень трудно оценить объективно роль каждого. Но вот что необходимо иметь в виду. Длительное и разностороннее исследование истории СаСО₃ в океанах и морях наглядно и бесспорно показало, что даже в тех случаях, когда по физико-химическим показателям возможна чисто химическая садка кальцита, в илах диагностируются только биогенные формы его, часто механически разрушенные, например в современных фораминиферовых и кокколитовых илах или в верхнемезозойском мелу. В природе, по-видимому, существует общий закон, сойласно которому там, где возможно и бногенное и чисто химическое осаждение какого-либо соединения, реальный процесс протекает по биогенному руслу. Огромная эффективность биохимических реакций осаждения подавляет чисто химический процесс. В приложении к нашему случаю следует признать, что реальным и, пожалуй, единственно значимым в придаточных морях является именно биогенный процесс.

Итак, весьма малые содержания растворенных Fe и Mn в воде окраины океана и в придаточных морях; большое количество осаждающихся здесь механических взвесей обоих элементов, приносимых с берега; поступление на дно значительных масс свежего органического вещества в виде трупов животных и растений и интенсивная редукция им взвешенных Fe и Mn; обилие растворов этих элементов в иловой воде и диффузия их вверх, в окислительную пленку,— все это создает в придаточных морях интенсивное накопление в окислительной пленке гидроокисных стяжений, формирующихся на фоне быстрой общей седиментации. Механизмом же окисления Fe²⁺ и Mn²⁺ является, по всем данным, биохимический, бактериогенный, полностью подавляющий (?) здесь чисто физико-химические процессы.

Разница в физико-химических обстановках предопределяет характерное геохимическое отличие конкреционных руд придаточных морей и периферии океанов от пелагических океанских. В то время как по содержаниям Fe и Mn оба типа достаточно близки, по концентрациям микроэлементов они резко различны: в рудах второго типа содержания их на порядок ниже, чем в рудах пелагических океанских (Страхов и др., 1968). В чем причина различия? Как уже отмечалось, в иловой воде осадков окраинных частей океана и придаточных морей много Fe²⁺ и Mn²⁺, что и позволяет им мигрировать в окислительную пленку и накапливаться здесь в стяжениях. Но генерация H₂S в восстановительной зоне резко тормозит переход в раствор практически всех микроэлементов, обычно определяемых в илах; это приводит к сильно замедленному поступлению их в окислительную пленку и обеднению ими стяжений. В пелагиали океана в осадках нет H₂S, условия для миграции микроэлементов гораздо благоприятнее и они сильно накапливаются в стяжениях. Подобно тому как в пелагиали океана весь процесс конкрециеобразования диктуется строго окислительными условиями

-среды, в окраинных зонах океанов и в придаточных морях он также строго контролируется мощными восстановительными процессами под окислительной пленкой. Добавим, что в водоемах котловинного типа и котловинах плоскодонных морей, где существует застойный режим, Fe и Mn, диффундирующие из восстановленной зоны илов, нередко переходят границу вода — ил и обогащают придонные воды этими элементами в закисной форме. Так, в котловинах Балтийского моря содержание Mn²⁺ в придонной воде достигает 75—374 *мкг/л* при немногих



Фиг. 2. Соотношения разных типов конкреционного рудообразования. Тип конкрециеобразования: A — озерно-морской, главным образом биогенный; B — пелагический (чисто физико-химический); I — скорость осадконакопления; 2 — скорость конкрециеобразования; 3 — относительная роль седиментогенеза в формировании гидроокисных стяжений Fe и Mn; 4 — область значительного накопления Сорг и сильных редукционных процессов; 5 — зона затухания редукционных процессов; 5 — окислительная зона; 7 — диф-фузия Fe и Mn из восстановительной зоны в окислительную (толщина стрелок — интенсивность этого процесса); 8 — поступление вещества стяжений из наддонной воды в седиментогенезе

мкг в воде верхнего слоя. Движениями водных масс избыточный Mn более глубоких водных горизонтов в некоторой степени заносится на мелководье и становится здесь источником генерации Fe—Mn-стяжений и корок, растущих на выходах коренных пород. Это, так сказать, отдаленное действие диффузионного процесса, совершающегося в илах котловин.

Фигура 2 представляет попытку графически суммировать сказанное выше о двух типах рудного конкрециеобразования в океанах и придаточных морях.

Несмотря на весьма резкие различия в крайних, наиболее, так сказать, чистых проявлениях каждого типа, между ними существуют постепенные переходы.

Рудные конкреционные тела по периферии океанов и в придаточных морях представляют собой диагенетические накопления, целиком обязанные редукционным процессам в осадке и миграции Fe²⁺ и Mn²⁺ из восстановительной зоны в окислительную. Редуцируются же здесь в основном и решающем гидроокисные формы, внесенные в осадок в виде взвесей. Химически осажденные из наддонной воды окислы Fe и Mn играют подчиненную роль, поскольку содержания обоих элементов в растворе наддонной воды ничтожны и не слишком отличаются от таковых в пелагической зоне океанов. Окисление Fe²⁺ и Mn²⁺, диффундировавших в окисную зону, реально осуществляется бактериями, т. е. биохимическим путем.

Вся история Fe и Mn в морском типе рудного конкрециеобразования является примером всепроникающего и всеохватывающего влияния биоса на геохимию Fe и Mn. Именно это настолько ускоряет рудный процесс, что он становится возможным на фоне достаточно интенсивной седиментации вообще. С переходом в пелагическую зону океанов накопление органического вещества быстро затухает и за пределами гемипелагических отложений становится, наконец, ничтожно малым. Одновременно затухают редукционные процессы в илах, исчезает восстановительная зона осадков и прекращается подток из нее Fe^{2+} и Mn^{2+} к границе вода — ил. Прекращается и микробиологическая садка, ибо при наличии в наддонной воде только Fe^{3+} и Mn^{4+} железобактерии не имеют нужной энергетической базы. В этой ситуации на сцену все больше выступают чисто физико-химические процессы. Ничтожные массы обоих рудных элементов в растворе наддонной воды приводят к тому, что скорость рудного конкрециеобразования становится чрезвычайно малой. И только еще более медленное пелагическое осадконакопление не подавляет здесь рудного процесса, а позволяет ему реализоваться.

Характерную особенность конкреционных руд придаточных морей составляет их эфемерность. Эти руды не захороняются, их древние аналоги неизвестны. При перекрытии новыми порциями осадка Ч переходе в восстановительную зону они, как правило, рассасываются под влиянием новых условий среды. Вещество же их уходит вверх, в окислительную зону, либо, если рассасывание произошло поздно, под большой толщей ила, перераспределяясь, образует сидеритовые стяжения, более или менее обогащенные Мп; именно в таком виде они и встречаются в разрезах ископаемых лагунно-прибрежноморских толщ. Отсюда и невозможность использовать механизм формирования современных конкреционных морских руд для истолкования генезиса таких огромных месторождений Мп, как, например, палеогеновые руды Юга CCCP.

3. ОБСТАНОВКА ОЗЕРНОГО КОНКРЕЦИОННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Обстановка и особенности конкреционного рудообразования в озерах были подробно рассмотрены в работах автора (Страхов, 1965; Страхов и др., 1968), и потому мы ограничимся здесь кратким изложением полученной тогда схемы.

Выделяются три характерные озерные группы.

Первую образуют озера Шотландии, Северной Швеции, Кольского полуострова, Онежское и Ладожское. Накопления Fe и Mn в них приурочены целиком (или почти целиком) к профундали бассейна, причем локализуются здесь порой на больших глубинах. В сублиторали, особенно же литорали, Fe и Mn не накапливаются, за редкими исключениями. Накопления в профундали чаще всего имеют вид охры, сосредоточенной в самом верхнем слое осадка. Поверх охры нередко располагается рудная корка, а внутри охры — иногда рудные бобовины или оолиты разных размеров.

Ко второй группе озер относятся водоемы, в которых рудные образования отсутствуют на главной части профундали, но зато занимают всю сублитораль; иногда в последней их не бывает. Картина размещения руд в озерах второй группы такова, как будто железо- и марганцоворудный процессы уходят из центральной глубоководной части озера, то прижимаясь к бортам озера и прилегающей к ним части профундали, то распространяясь выше, в литораль. На площади озера оруденение выражено в виде ленты, окаймляющей периферию водоема и пятнами спускающейся в краевую часть профундали. В прибрежной части руды лежат на песках, глубже — на алеврито-глинистых илах. В песчаной зоне оруденение представлено гороховидной, дробовидной и градовидной рудами, иногда денежной и небольшими корками; встречается и охра. С углублением дна корка и охра вытесняют обычно прочие формы. Типичными представителями второй озерной группы являются озера Северной Швеции, в округах Ямтланд и Лапландии, у нас — оз. Суйстамои-Ярви в Карелии и, возможно, озера Кончозерской группы, из американских — оз. Траут-Лэйк.

Третью группу озер образуют водоемы, в которых руды локализованы в пределах литорали, на глубине 1—3,6 *м*, отсутствуя в профундали, но еще спускаясь в ряде случаев в сублитораль. «Миграция» руд из глубоководной озерной зоны в мелководную достигает в данном случае своего завершения. Руды бобово-оолитовые с резко варьирующими размерами рудин, а также денежные. К этой группе относится множество



Фиг. 3. Содержание железа в воде Черного озера, в кг Fe на все озеро (О. Е. Фатчихина, 1948) 1 — окисное, 2 — закисное, 3 — общее

рудных озер в Финляндии, а у нас в Карелии и в Ленинградской области, в частности Выгозеро, Янис-Ярви, Пуннус-Ярви и др. Рудные накопления наиболее интенсивно развиты на широких и пологих участках литорали и слабо на узких и крутонаклоненных. Обычно они не опоясывают озера сплошь, а развиты более или менее крупными лентами и пятнами.

Разная локализация руд в трех озерных группах связана с разной трофностью водоемов и содержанием в грунтах Сорг. Озера первой группы — типично олиготрофные, с малым содержанием Сорг в илах (1,5-2%). С возрастанием трофности появляется вторая группа. Третья принадлежит уже к мезотрофным водоемам, с илами до 5-6% Совг. Можно сказать поэтому, что три группы озер представляют собой разные формы диагенетической миграции Fe и Mn в осадках. В олиготрофной группе существует окисленная пленка над восстановленной более глубокой массой ила; в эту пленку и устремляются Fe²⁺ и Mn²⁺ из восстановленной зоны. С возрастанием трофности озера и содержания Сорг в его илах окисленная пленка в профундальной зоне исчезает; вертикальная миграция Fe и Mn постепенно заменяется латеральной, из профундали к литорали, что реализуется частью диффузией ионов внутри осадка — из илов в пески, частью переходом Fe и Mn в наддонную воду, откуда они движениями воды переносятся в литораль и здесь устойчиво захороняются (отдаленный эффект диффузии). В озерах политрофных геохимическая жизнь Fe и Mn приобретает особые черты, раскрытые и количественно изученные В. С. Ивлевым (1937) на примере оз. Белого, а О. Е. Фатчихиной (1948) на оз. Черном (оба в Подмосковье) (фиг. 3).

Весной, в период оживленной вертикальной циркуляции воды и обилия O₂ по всему разрезу водной массы, все находившееся до того

в воде Fe окисляется и выпадает на дно в виде гидрата окиси; содержание Fe в воде падает до ничтожных величин (доли *мг/л*). Летом с наступлением стагнации и постепенным исчезновением из гиполимниона! свободного О2 картина резко меняется, Fe (и Mn), редуцированные в илах, диффундируют в наддонную воду и накапливаются в ней в больших количествах; свободный О₂ здесь полностью исчезает. К концу летней стагнации в оз. Черном (по О. Е. Фатчихиной) в поверхностной воде содержание Fe поднимается до 1 mr/n, а в придонной — до 40 mr/n. и это при глубине озера в 4 м. Почти то же и в оз. Белом, хотя глубина его значительно больше (12 м). Осенью под влиянием охлаждения вертикальная циркуляция восстанавливается, вода обогащается О2 и: Fe вновь почти полностью изгоняется из нее, выпадая в осадок. При: зимней стагнации повторяется то же, что при летней. Так, дважды в. году Fe то быстро диффундирует из ила, богатого органическим веществом, в наддонную воду, то изгоняется из нее в осадок. Какие массы вещества включаются в этот двукратный круговорот, видно из сопоставления следующих данных: весной и осенью Fe_{общ} в наддонной: воде оз. Черного 30—40 кг, летом же и зимой — до 260—270, т. е. в 6— 7 раз больше. Устойчивых рудных конкреционных накоплений Fe и Mn. в политрофных озерах при их интенсивном кругообороте в году, есте-ственно, не возникает. Рудный процесс здесь замирает.

4. О КОНЦЕПЦИИ И. М. ВАРЕНЦОВА ОТНОСИТЕЛЬНО ГЕНЕЗИСА КОНКРЕЦИОННЫХ Fe — Мл-РУД

Анализируя ход конкреционного рудообразования в современных водоемах, нельзя пройти мимо концепции, которую в последние годы развивает И. М. Варенцов. В его схеме эти руды фигурируют в качестве образований седиментационной стадии, механизм же их формирования сводится к осаждению гидроокисных форм Fe и Mn на активных поверхностях осадка, что сопровождается селективной адсорбцией микроэлементов и явлениями автокатализа; диффузионному поступлению вещества из восстановительной зоны осадка придается ничтожное значение. Этот механизм однообразно работает во всех типах современных водоемов, без заметных различий (Варенцов, 1972, 1975; Варенцов, Блажчихин, 1970).

Основанием для отрицания роли диффузии у И. М. Варенцова является расчет, выполненный им для станции 1788 в Рижском заливе. Колонка ее представлена вверху коричневато-бурым наилком, содержащим конкреции гидроокислов Fe и Mn; ниже лежит зеленовато-серый ил без стяжений, а под ним — черный алеврито-глинистый, богатый C_{орг}, с запахом H₂S. Его подстилают ледниковые палево-серые глины.

«Для расчетов принято содержание марганцово-железистых гидроокисных конкреций в коричневато-буром наилке — 10%, мощность чаилка 1 см. В конкрециях содержание Мп 10%, Fe — 20%, плотность конкреций 2,5 e/cm^2 (т. е. эти характеристики несколько завышены по сравнению с реальными). Серые алевритовые илы — мощность 10 см, черные глинистые илы с H_2S — мощность 10 см. Влажность обоих типов илов принята 80%, концентрация в иловом растворе Mn 20 me/n, Fe — 5 me/n. Допускается, что все имеющиеся в растворе количества. Mn и Fe диффундируют полностью вверх для участия в процессе формирования конкреций.

Расчеты показывают, что присутствующие в иловом растворе количества Мп и Fe составляют лишь 1,28% имеющегося количества Мп и соответственно 0,16% Fe конкреций... Для обеспечения накапливающихся количеств Мп и Fe в гидроокисных конкрециях, согласно принятым допущениям, при исключительно лишь диффузионном подтоке этих. компонентов из иловых растворов нижележащих осадков мощность последних должна была бы составлять в варианте с Mn 17 *м*, с Fe— 125 *м*. Однако скорость седиментации на участках формирования Fe—Mn-конкреций Рижского и Финского заливов относительно невелика, с конца последнего оледенения (примерно 10000 лет) накопилось не более 20-сантиметровой колонки осадков. Таким образом, диффузионное поступление Mn и Fe, обусловленное диагенетическими явлениями в относительно восстановленных зонах осадка Рижского и Финского заливов, практически не превышает одного процента от накапливающихся в конкрециях количеств Mn и Fe» (Варенцов, 1975, стр. 162).

В этих рассуждениях две ошибки. Расчет построен на предположении, что если какой-то объем осадка лишился вследствие диффузии Fe²⁺ и Mn²⁺, растворенных в иловой воде, то эти элементы уже более не генерируются в иловом растворе. Именно поэтому требуются огромные мощности осадков, чтобы получить количества Fe и Mn, нужные для генерации конкреций. Но такая трактовка обнаруживает незнание автором физико-химической сути илового раствора и процессов, происходящих в диагенезе. На этой стадии, как известно, по мере создания. восстановительной среды Fe и Mn в исходных фазах осадка постепенноредуцируются и переходят в иловый раствор, То, что растворилось, затем уходит вверх в окислительную зону, где нет Fe^{2+} и Mn^{2+} , либо соосаждается с другими ионами, образуя аутигенные минералы в самой. восстановительной зоне (пирит, сидерит, шамозит и др.). В обоих случаях убыль ионов Fe²⁺ и Mn²⁺ компенсируется продолжающейся редукцией исходных твердых фаз и новым поступлением обоих элементов в иловую воду. Сущность процессов выражается формулой:

Редукция исходных	Раствор Fe ²⁺	Новообразования Fe и
Fe, Mn твердых	и Mn ²⁺ в	Mn в окислительной или
фаз элементов 🔶	иловой воде	→ восстановительной среде

Таким образом, содержания Fe и Mn (как и всех других ионов) в иловой воде суть сальдо — динамический итог процессов растворения исходных фаз и новообразования аутигенных. Эти реакции идут вплоть до исчерпания исходных твердых фаз или редуцента. Поэтому малые количества Fe^{2+} и Mn^{2+} в иловой воде отнюдь не препятствуют тому, что в течение некоторого времени крупные массы этих элементов из первичных форм будут преобразованы в аутигенные либо покинут восстановленную зону, перейдя в зону окислительную. Непонимание И. М. Варенцовым физико-химической природы иловых вод и диагенетических процессов лишает его расчеты твердой теоретической базы, делая их произвольными и бездоказательными.

Одновременно И. М. Варенцов допускает и другую ошибку. Он ведет количественные расчеты без необходимых для этого данных. В самом деле, методически правильный расчет требует кроме параметров, использованных этим автором, еще дополнительных, в частности определения размеров столба ила, для которого ведется расчет, его высоты и поперечного сечения, знания продуктивности стяжений в $\kappa z/M^2$, знания объемного веса сухого осадка, вмещающего стяжения, и объемного веса осадка, подстилающего окислительную пленку. Без привлечения этих данных расчет интенсивности диффузионного процесса невозможен: это азбучная истина. И. М. Варенцов пытается обойти эту азбуку, сводя все дело к определению высоты столба иловой воды с содержанием Mn 20 mz/Λ и Fe 5 mz/Λ , приняв, что оба элемента, уйдя из илового раствора, в нем уже не генерируются из исходных твердых фаз. Но допущение это, как показано выше, в корне противоречит природе диагенеза и не может быть принято.

Отмеченные методические дефекты полностью дезавуируют расчеты И. М. Варенцова.

Посмотрим теперь, что дает расчет, сделанный методически правильно, с учетом всех необходимых данных. Он будет вестись для колонки ила с основанием 1 m^2 и мощностью 21 см; из них 1 см — окислительная пленка, 20 см — восстановительная зона. Объемный вес сухого осадка окислительной зоны принимается равным 1,1, осадков восстановленной зоны — 1,3. Это обычные величины для поверхностных илов. Содержание Fe в окислительной пленке 3,78%, Mn — 0,10% (Варенцов, табл. 2); средняя продуктивность стяжений в илу 2,7 $\kappa c/m^2$ (Горшкова, 1967), в них Fe — 20%, Mn — 10%. Содержание Fe в восстановительной зоне 2,66% (Варенцов, 1975), содержание Mn 0,05% (по Т. И. Горшковой — среднее из 5 анализов).

Рассчитаем прежде всего содержания Mn в окислительной пленке. Вес этой пленки на 1 m^2 при толщине в 1 см и объемном весе 1,1 будет 11 кг (10 000 с $m^2 \times 1$ с $m \times 1,1$), а Mn в нем 11 г. При продуктивности стяжений 2,7 кг/ m^2 и содержании в них Mn 10% общая масса Mn равна 270 г (2700 г \times 0,1). Как видим, главная масса Mn в окислительной пленке сосредоточена в конкрециях, стянувших на себя >95% общего его количества.

В восстановительной зоне (20 см) при объеме ее 200 000 см³ и объемном весе сухого осадка 1,3 сосредоточено 260 000 с вещества. В нем Mn 130 с (260 000 \times 0,05).

Из сопоставления видно, что в стяжениях масса Мп вдвое больше, чем остаточная в восстановительной зоне. Возвращая в последнюю ушедший из нее Мп, получим первичное общее содержание его, равное 400 *мг*, что отвечает 0,15% против остаточных 0,05%. 0,15% в качестве исходных для восстановительных илов — вполне реальная величина, ибо в анализе этих илов, проведенном И. М. Варенцовым (1975), содержание Мп 0,14%, т. е. в точности отвечает рассчитанному.

Проделав аналогичные операции для Fe, получаем, что его в окислительной пленке 292,6, а в стяжениях 540 г. В восстановительной зоне общее количество Fe равно 6916 г. Из сопоставления величин видно, что в окислительной пленке в конкреции стягивается гораздо меньшая относительная доля Fe сравнительно с тем, что наблюдается у Mn. И из восстановительной зоны в окислительную уходит гораздо меньшая относительная доля Fe для формирования стяжений, чем у Mn; если у последнего ²/₃ покидают восстановительную зону, мигрируя вверх — в конкреции, то у Fe доля уходящего всего около 8% (540 против 6916 г); исходное содержание Fe в результате потери меняется очень слабо. Эти различия в поведении Mn и Fe при диффузионном перетекании их из восстановительной зоны в окислительную прекрасно вяжутся с общеизвестной резко неодинаковой геохимической подвижностью их в диагенезе.

Интересно сопоставить количества Мп и Fe в иловой воде в восстановительной зоне с количествами этих элементов, мигрировавшими из нее в окислительную пленку. При 80% влажности осадка масса иловой воды в нашем столбе составляет 160 ∂u^2 , а так как содержание Mn в ней 20 *мг/л* и Fe — 5 *мг/л*, то в общем объеме ее находится в растворе 3,2 г Мп и 0,8 г Fe. При диффузионном оттоке из нее этих элементов в окислительную зону убыль их постоянно пополнялась продолжающейся редукцией и переходом в раствор масс обоих элементов, находящихся в исходной твердой фазе осадка, по формуле, написанной выше. И таким путем, несмотря на постоянно малые концентрации Fe и Mn в иловой воде, из восстановительной зоны осадка в окислительную перешло 270 г Mn (т. е. почти весь реакционноспособный) и 540 г Fe, составляющие лишь малую часть реакционноспособного. Этот простой механизм, оставшийся неизвестным И. М. Варенцову, ясно показывает. сколь опасно оперировать иловой водой без понимания ее природы и связи с твердыми фазами осадка.

С какой скоростью происходит в Рижском заливе формирование конкреций? Мощность современных осадков, залегающих над послеледниковыми ленточными глинами, изменяется здесь от 2 до 100 см. Используя последнюю величину и зная, что послеледниковая история Балтики насчитывает 7000 лет, получаем, что 1 см возникает за 70 лет. Поскольку же мощность окисленной пленки колеблется от 0,5 до 2 см, время ее существования в разных местах залива составляет, очевидно, не больше 35—140 лет. И за это время успели возникнуть стяжения с диаметром 3—5 мм, а порою и более крупные.

Скорость формирования окисных конкреций требует быстрого течения восстановительных процессов в осадках. Оно демонстрируется весьма ценными наблюдениями Т. И. Горшковой (1961) как раз в Рижском заливе.

«Балтийское море и его заливы характеризуются периодической сменой солености их вод, обусловленной отчасти направлением ветра, а главным образом количеством паводочных вод... В годы высоких паводков, когда в Рижский залив поступает большое количество пресной воды, наблюдается более резкая стратификация вод, которая в тихую погоду обусловливает слабую вертикальную циркуляцию, в силу чего обнаруживаются пониженные количества кислорода в придонном слое воды...

Такое изменение газового режима оказывает влияние... на химический состав донных осадков. Ярким примером таких изменений являются осадки Рижского залива, изученные нами (Т. И. Горшковой) как в 1947—1948 гг., так и в 1959 г...

…Донные осадки глубоководной части Рижского залива в 1947— 1948 гг. представляли собою глинистый ил, верхний слой которого толщиной 0,5—2,0 см имел коричневую окраску, обусловленную наличием высших окислов марганца и железа... В 1959 г. тонкая верхняя пленка толщиной в 1—2 мм была окрашена в серый цвет, а ниже залегали черные жидкие илы с запахом сероводорода». Среднее содержание Мп в верхнем слое на 7 станциях 1947—1948 гг. было 0,179%, а в 8 станциях 1959 г. всего 0,11%. «Благодаря заморным явлениям высшие окислы железа и марганца восстанавливаются в закисные, которые переходят в воду (главным образом марганец) или в сернистые соединения (железо), обусловливающие черный цвет осадков» (Горшкова. 1961, стр. 405, 406).

Из сказанного явствует, что даже кратковременные изменения гидрохимического режима залива, в частности увеличение застойности в более глубоких его участках, весьма быстро сказывается на окислительно-восстановительном режиме самого верхнего слоя ила, сопровождаясь то отдачей им Мп в наддонную воду (в застойные годы), то обратным поступлением его в осадок (в годы более оживленной циркуляции).

Хотя запасов Mn (и Fe) даже в колонке серых илов в 20 см достаточно для генерации окисных стяжений, существенно оценить, в первом приближении, возможность диффузионного перетекания обоих элементов из этого слоя за короткий срок.

Для суждения об этом необходимо знать скорость диффузии Mn и Fe, т. е. расстояние, проходимое их ионами в год. К сожалению, достоверных данных на этот счет собрать не удалось, и потому приходится идти методом сравнения. В Черном море, по О. В. Шишкиной (1972), концентрация хлора в осадках на глубине 12 *м* от поверхности дна равна 4,5% при влажности 40%. Это содержание отвечает исходной новоевксинской воде. Концентрация Cl на поверхности современного осадка 12,4%, в более высоких горизонтах новоевксина содержание Cl колеблется от 4,5 до 12,4%; это осолонение обязано диффузии в верхи новоевксина Cl современной морской воды, на что было впервые указано автором этих строк и признано О. В. Шишкиной (1972). Принимая длительность постновоевксинского времени равной 8000 лет, получаем скорость диффузии: 1200 см : 8000 = 0,15 см в год. Это средняя скорость. В низах колонки в связи с уплотнением осадка и его обезвоживанием она меньше, в самом верхнем слое — больше и может быть принята в 0,2-0,3 см в год. Допуская, что скорость диффузии Mn²⁺ и Fe^{2+} того же порядка, получаем, что в стяжения, сформировавшиеся за 35 лет, эти элементы пришли из слоя мощностью примерно 10 см, а сформировавшиеся за 140 лет — примерно из 40 см. Иными словами, чем мощнее окислительный горизонт, тем с большей глубины стягивались в него Fe²⁺ и Mn²⁺, что и естественно. Эти величины доказывают реальность перетекания Fe и Mn из подстилающей восстановительной зоны в 20 см в окислительную за срок существования стяжений.

Итак, правильно выполненный расчет баланса диффузионных процессов в илах Рижского залива показывает, что в 20-сантиметровой толще восстановленных осадков первичных масс Fe и Mn было более чем достаточно для того, чтобы после редукции их и диффузионного перемещения вверх создать присутствующую в окислительной пленке массу конкреций. Данные же о быстроте протекания редукционных процессов и о линейной скорости диффузии Fe²⁺ и Mn²⁺ делают вполне реальным перемещение этих элементов из восстановительной зоны осадка в окислительную с образовацием здесь стяжений. Всесторонний анализ разреза станции 1788 в Рижском заливе приводит, таким образом, к выводам, прямо противоположным тем, какие сделал И. М. Варенцов на основе своих расчетов.

Утверждаемое им однообразие механизма конкреционного рудообразования во всех типах современных водоемов не имеют ничего общего с природным процессом. Автор этого утверждения углубился в труднодоступные проверке физико-химические тонкости осаждения Fe и Mn, оставив без должного учета крупные и объективные показатели и особенности осадочного процесса в условиях чисто окислительной среды, когда восстановительной зоны в разрезе осадков нет вообще, с одной стороны, и в случае, когда под окислительной пленкой существует толща осадков, обогащенная Соорг, и с восстановительными процессами — с другой. Углубившись же в физико-химические детали, он обнаружил неосведомленность в процессах диагенеза, непонимание физико-химической природы илового раствора как динамического итога растворения и осаждения элементов, неумение грамотно провести расчеты. Совершенно утрачена у И. М. Варенцова и та теснейшая связь между геохимией Fe и Mn и органическим веществом, какая свойственна краевой зоне океана, придаточным морям и озерам. Эти методические дефекты и предопределили ошибочность его концепции.

ЛИТЕРАТУРА

- Бруевич С. В. Гидрохимические работы Государственного океанографического института в Баренцевом море в 1927—1930 гг. В кн.: Доклады 1-й сессии Гос. океан. института, М., 1931.
- Варенцов И. М., Блажчихин А. И. Формирование железо-марганцовых образований на дне Балтийского моря. — В кн.: Конкреция и конкреционный анализ. Л., ВСЕГЕИ, 1970.

Варенцов И. М. Геохимические аспекты формирования железомарганцовых руд в современных шельфовых морях. В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.

Виноградов А. И. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967. Горшкова Т. И. Осадки Рижского залива.— Тр. НИИРХ ЛатвССР, Рига, 1961.

Горшкова Т. И. Марганец в отложениях северных морей.— В кн.: Марганцовые место-рождения СССР. М., «Наука», 1967.

Ивлев В. С. Материалы по изучению баланса веществ в озере. Баланс железа. Тр. Лимнол. ст. в Косино 1937, вып. 21.

Кузнецов С. И. Микрофлора озер и ее геохимическая деятельность, М., «Наука», 1970. Лисицын А. П. Скорость современного осадконакопления в океанах. Океанология, 1971, т. 9<u>,</u> вып. 6.

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

Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф. Железомарганцовые конкреции в Тихом океане. — В кн.: Осадкообразовние в Тихом океане, кн. 2. М., «Наука», 1970.

- Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли.— Тр. ИГН АН СССР, вып. 73, (геол. сер., № 22), 1947.
- Страхов Н. М. Типы накопления марганца в современных водоемах и их значение для познания марганцеворудного процесса. Литол. и полезн. ископаемые, 1965, № 4.
- Страхов Н. М. Локализация рудных накоплений Fe и Mn в Тихом океане и ее генетический смыл.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 5. Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калиненко В. В., Тихомирова Г. С. Геохимия оса-
- дочного марганцоворудного процесса. М., «Наука», 1968.
- Шишкина О. В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М., «Наука», 1972.
- Фатчихина О. Е. Динамика содержаний фосфора и железа в Черном море. Гидрохим. материалы, 1948, вып. 15.
- Crerar D., Barnes H. Deposition of deep-sea manganese nodules.— Geochim. et cosmochim. acta, 1974, v. 38, No. 2.

- Goldberg E. D. Chemistry in oceans. In: Oceanography (ed. M. Sears), 1961. Goldberg E. D. The oceans as a chemical system.— In: The Sea, v. 2, 1963. Goldberg E. D., Arrhenius G. Chemistry of pelagic Pacific Sediments. Geochim. et cosmochim. acta, 1958, v. 13.
- Hart S. R. Chemical exchange between Sea water and deep-sea basalts .-- Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, v. 9, No. 3.
- Hart S. R. K. Rb, Cs contents and K/Rb, K/Cs ratios of fresh and altered submarine basalts.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, v. 6, No. 4.
- Hem J. D. Chemistry of manganese in natural waters. Geol. Surv. Water-Supply Paper, 1963, 1667-A.
- Hem J. D. Deposition and Solution of Manganese oxides. Geol. Surv. Water-Supply Paper, 1964, 1667-B. Ku T., Glasby G. Ra diometric evidence for the rapid growth rate of shallow-water con-
- tinental margin manganese nodules .-- Geochim. et cosmochim. acta, 1972, v. 36, No. 6.
- Ku T., Broecker W. Radiochemical studies in manganese nodules of deep-sea origin .--Deep-sea Res., 1969, v. 16.
- Murray J., Renard A. Report on Deep-Sea deposits based on the speciments collected during the Voyage of the H. M. 5 «Challnger» in the Years 1872—1876. London, 1891.
 Somayajuln B., Heat G., Moore H., Cronan D. Rates of accumulation of manganese nodules and associated sediment from the equatorial Pacific.— Geochim. et cosmochim. acta, 1971, v. 35, No. 6.

Геологический институт АН СССР, Москва

Дата поступления 12.X.1975

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 1, 1976 г.

УДК 549.1:551.35:551.311.3

МИНЕРАЛОГИЯ ЭОЛОВОЙ ВЗВЕСИ НАД ЦЕНТРАЛЬНЫМИ РАЙОНАМИ ТИХОГО ОКЕАНА

В. Н. ЖИВАГО, В. В. СЕРОВА

Дифрактометрическое изучение проб эоловой взвеси, собранной над акваторией центральных районов Тихого океана, показало, что самым распространенным минералом этих районов является иллит. Для большинства минералов максимальные концентрации обнаруживаются весной, в период более сильных ветров и неустойчивости атмосферной циркуляции. Важную роль в поставке, распределений и осаждении минералов играет климатическая зональность. Отмечено, что наибольшее количество эоловой взвеси образуется в аридных областях Земли, а наиболее интенсивное ее осаждение происходит на границах аридных и гумидных зон.

Изучение минерального состава эоловой взвеси над океанами является одним из основных критериев для выделения эоловых частиц в донных осадках и определения роли материала, поступающего из воздуха для осадкообразования в океанах и морях.

В результате исследований, проводимых в Институте океанологии под руководством А. П. Лисицына, в последние годы получен большой фактический материал по распределению минералов во всех средах Мирового океана: в воздухе, воде и донных осадках. Часть данных по двум последним уже опубликована, а существенный пробел в области эоловой взвеси восполняется в настоящей работе и серии последующих.

В основу предлагаемой статьи легли результаты минералогического анализа 114 проб эоловой взвеси, собранных авторами в трех экспедициях и в разных частях Тихого океана в 1970—1972 гг. В качестве дополнительного материала и для сопоставления привлечены результаты работ зарубежных исследователей.

Схема распределения фактического материала, направления преобладающих ветров и границы пустынных и засушливых областей основных источников эолового материала — показаны на фиг. 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРЕДЫДУЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Признание важности вклада эолового материала в осадкообразование морей и океанов привлекает к этой проблеме в последние годы все большее число исследователей. В настоящее время существует уже довольно много работ, освещающих различные аспекты распространения и состава эоловых частиц над крупнейшими акваториями мира, но в основном они касаются Атлантического и частично Индийского океанов. Тихий океан, в этом плане, до последнего времени был изучен значительно слабее, и материалов, характеризующих эоловую взвесь в его атмосфере, опубликовано очень мало.

Важность эоловой аккумуляции для Мирового океана отмечал А. П. Лисицын, изучавший пробы эоловой взвеси, собранные с борта



Фиг. 1. Распределение фактического материала, областей поставки эоловой взвеси на суше и преобладающих ветров в приводном слое атмосферы над

Тихим океаном Области поставки эолового материала на суше (Петров, 1973). Пустыни: *1* — песчаные; 2 — каменистые; 3 — песчаношебнистые; 4 — глинистые; границы: 5 — пустынь; 6 — областей поставки эолового материла на суше. Факторы, определяющие пути переноса эолового материала для весеннелетнего сезона: 7 — направление преобладающих ветров в нижней атмосфере; 8 - положение осевых частей зоны внутритропической конвергенции. Профили сбора эоловой взвеси в экспедициях, сезон год — работа: 9 — весна — 1971 — Живаго, Богданов (1974); 10 — лето — 1972 — Живаго (настоящая статья); 11-весна — 1967 — Prospero, Bonatti. (1969); 12 — лето — 1970 — Живаго, Богданов (1974); 13 — весна — 1969 ---Fergusson e. a., (1970); 14лето — 1971 — Aston e. a. (1973)

научного судна еще в начале 50-х годов (Лисицын, 1955). Он же частично обобщил сведения о распределении эоловой компоненты в донных осадках океанов (Lisitzin, 1972) и подсчитал приблизительные величины поставки эолового материала в океаны и моря в сопоставлении с другими осадкообразующими факторами (Лисицын, 1974).

На значительную роль эолового фактора в формировании осадков северной аридной зоны Тихого океана указывали Е. Бонатти и Г. Аррениус (Bonatti, Arrhenius, 1965). Связь количественного распределения кварца с аридностью климата была убедительно показана в работах Р. В. Рекса и Е. Д. Гольдберга (Rex, Goldberg, 1958, 1962), которые подчеркнули, что для Тихого океана в наибольших количествах эоловый кварц встречен в донных осадках северной и южной аридных зон.

Для выяснения происхождения кварца, обнаруженного в почвах Гавайских островов, но отсутствующего в составе их коренных пород, было проведено сравнительное изучение гранулометрического состава кварцевых зерен и изотопного состава кислорода в кварце ряда проб из почв Гавайских островов осадков центральной части Тихого океана и тропосферной пыли. Исследования показали большое сходство гранулометрических составов кварцевой фракции во всех типах образцов. Изотопные составы кислорода в кварце из этих проб также очень сходны. Это подтверждает эоловое происхождение кварца в почвах Гавайских островов и не согласуется с предположением о гидротермальном его генезисе или происхождении в процессе почвообразования.

Аналогичным исследованиям посвящен и целый ряд работ американских исследователей (Syers e. a., 1969; Clayton e. a., 1972; Rex e. a., 1969; Jackson, 1974, и др.).

Дж. Даймонд и др. (Dymond e. a., 1974) анализировали слюду из почв о. Оаху (Гавайи) для выяснения ее генезиса. Возраст определений с помощью К-Аг- и Rb-Sr-методов оказался примерно в 100 раз больше возраста вулканизма этого острова. К тому же Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ для слюды из почв сильно отличается от такового гавайских лав. Все это подтверждает эоловый перенос слюды и других глинистых минералов в северную часть Тихого океана.

Г. П. Глэсби (Glasby, 1971) считает пыль, приносимую ветром из пустыни Австралии, основным источником терригенного материала в глубоководных осадках Тасманского моря.

Х. Л. Виндом (Windom, 1969) предполагает, что до 75% осадков северной аридной зоны Тихого океана сложено материалом эолового происхождения, принесенного из евро-азиатских засушливых районов струйными течениями. Он же (Windom, 1970) показал, что скорость накопления редких металлов — Мп, Cu, Ni, Co, Cr, Sr, вычисленная для образцов пыли Австралии, подтверждает сильное влияние атмосферной взвеси на осадки в южной части Тихого океана. Скорость накопления металлов из тропосферного источника сходна со скоростью накопления осадков в этом районе, куда обломочного материала поступает мало.

Эоловую пыль изучали Дж. М. Просперо и Е. Бонатти (Prospero, Bonatti, 1969) в восточной части экваториальной зоны Тихого океана весной 1967 г. Эти исследователи установили, что пробы, собранные севернее экватора, сильно отличаются от эоловой взвеси, изученной южнее. Различие заключается главным образом в содержании плагиоклазов, которые на севере доминируют, в то время как кварц отмечен здесь в подчиненных количествах. В образцах, взятых южнее, преобладает кварц и в заметных количествах встречаются слюда, хлорит, смектит и др. Высокие концентрации и минеральный состав пыли, собранной севернее экватора, подтвердили предположение о значительном вкладе эоловой взвеси в осадконакопление для огромной области Тихого океана западнее Центральной Америки.

В. С. Фергюссон и др. (Fergusson e. a., 1970) изучали минеральный состав эоловой взвеси западнее Калифорнии и сравнивали его с таковым донных осадков. В обоих случаях, по результатам анализов, преобладал иллит, что хорошо согласуется с результатами исследований в северной части Тихого океана, проведенных другими авторами (Горбунова, 1970; Ратеев и др., 1966). Концентрации монтмориллонита, хлорита и каолинита в эоловой взвеси также хорошо коррелируются с содержаниями этих минералов в донных осадках этого района.

С. Р. Астон и др. (Aston e. a., 1973) изучали четыре образца эоловой взвеси, собранной над Японским и Восточно-Китайским морями. В опубликованных материалах имеются сведения о количественном распределении эоловых частиц и содержании кварца и карбонатов.

В. Н. Живаго и Ю. А. Богданов (1974) проанализировали большое количество проб над акваторией Тихого океана и отметили четкую сезонную зависимость распространения кварца, полевых шпатоз, глинистых и других минералов для рассматриваемой нами территории. Они же показали тесную связь состава и распределения минералов с атмосферной циркуляцией и источниками эоловых частиц на суше.

методы сбора и исследования эоловой взвеси

Минералогическое исследование эолового материала проведено в пробах, собранных с помощью капроновых сетей, вывешенных на носовой мачте судна, в 10—15 *м* от поверхности воды. Вопросы, посвященные методам сбора эоловой взвеси в морских экспедициях, уже получили широкое освещение в целом ряде работ зарубежных и советских исследователей (Delany e. a., 1967; Prospero, Bonatti, 1969; Живаго, Богданов, 1974).

Существенным недостатком сетевого метода, на первый взгляд, является его избирательность в улавливании эолового материала. Капроновые сети эффективно собирают взвесь из воздуха, начиная с частиц размером 1 *мк* (Parkin e. a., 1970; Green, Lane, 1964). Более мелкая фракция пролетает мимо, либо оседает на волокнах сети в очень небольших количествах.

Однако исследования, проведенные Х. Юнге (1965), и неопубликованные результаты наших измерений и расчетов показали, что основная масса эоловой взвеси (более 40-50%) содержится как раз в частицах размером более 1 мк, и именно эта часть эолового материала играет важную роль в образовании осадков в океанах и морях. В связи с этим, совершенно очевидно, что применение простого и эффективного, хотя и не «абсолютного», метода сбора взвеси на капроновые сети вполне оправдано при наших исследованиях. К этому следует добавить, что в отличие от других сетевой метод позволяет за сравнительно короткий промежуток времени (10—12 час.) получить большое количество материала для исследования (до 800—1000 мг в одной пробе). Важной положительной особенностью метода является легкость отделения (с помощью тридистиллированной воды) частиц эоловой взвеси от сетей после экспозиции и сопутствующее этому удаление растворенных частиц морской соли, что весьма существенно для химического анализа эолового материала.

Все пробы, использовавшиеся нами для минералогического анализа, собирали и обрабатывали по единым методикам с применением стандартной аппаратуры. Настоящая работа продолжает минералогическое изучение эоловой взвеси, начатое ранее (Живаго, Богданов, 1974). Основным методом при лабораторных исследованиях проб был метод рентгеновской дифрактометрии. Измерения проводили на отечественном рентгеновском дифрактометре ДРОН-1 с применением Ситрубки, Ni-фильтра и сцинтилляционного детектора. Напряжение на аноде трубки — до 40 кв, сила тока — 20 ма, угловая скорость гониометра — 1°/мин. Образцы эоловой взвеси в виде водной суспензии высаживали на покровные стекла 18×18 мм и высушивали при слабом нагревании. Интервал съемки составлял 2 — 30° θ. Идентификацию минералов проводили по следующим рефлексам, Å: кварц — 4,22; 3,33, полевые шпаты — 3,16; 3,21, кальцит — 3,02, хлорит — 14; 7,02; 3,54, иллит — 9,8—10; 5; 3,33, каолинит — 3,58; 7,2, тальк — 3,12; 3,9—9,4. Расчеты содержания минералов в пробах осуществляли по методу Р. В. Рекса и Б. Меррея (Rex, Murrey, 1969), причем полученные ре-

г. Б. гекса и Б. меррея (кех, митеу, 1969), причем полученные результаты следует считать полуколичественными. Отдельные образцы эоловой взвеси, кроме того, изучали под оптическим и электронным микроскопами для проверки количественных соотношений минералов.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ НАД ЦЕНТРАЛЬНЫМИ РАЙОНАМИ ТИХОГО ОКЕАНА И ЕЕ СВЯЗЬ С ОСНОВНЫМИ ИСТОЧНИКАМИ ЭОЛОВОЙ ВЗВЕСИ

Атмосферная циркуляция над Тихим океаном отличается своими крупными масштабами, сложностью и расчлененностью отдельных ее элементов. Определяющую роль в движении воздушных масс над изученными районами играют системы тропической и внетропической циркуляций, расположенные почти симметрично по обе стороны экватора (Метеорологические условия, 1966).

В тропической зоне океана главным элементом является пассатная циркуляция, состоящая из северного и южного потоков. Деятельность пассатных ветров ограничивается 30-ми параллелями в обоих полушариях и захватывает область протяженностью около 3600 миль. Существенно, что границы северного и южного пассатов сдвигаются по широте в течение года и зимой располагаются обычно на 5—10° южнее, чем летом.

От находящихся за пределами 30-х параллелей изменчивых и подвижных внетропических циклонических вихрей, образующих так называемый западный перенос или зону западных ветров, пассатная циркуляция в обоих полушариях отделяется сравнительно узкими субтропическими поясами постоянно существующих антициклонов, образование которых связано с вращением Земли вокруг своей оси (Витвицкий, 1971).

Северный и южный пассаты разделены между собой зоной внутритропической конвергенции (ВТК), возникающей вследствие сходимости пассатных потоков вблизи экватора и замедления их скорости. Отличительной чертой зоны является постоянное хорошо выраженное воздымание воздушных масс и образование периодических западных ветров, дующих навстречу пассатам. Положение границ зоны конвергенции меняется весьма значительно в зависимости от сезона.

Атмосферная циркуляция над океаном тесно связана с движением воздуха над окружающими его континентами Азии, Северной и Южной Америки и Австралии. Материковые и океанические воздушные массы находятся в постоянном взаимодействии и часто вовлекаются в единую систему циркуляции. Именно это явление и определяет распространение большей части континентального эолового материала над океанской акваторией.

Западные ветры северной части океана несут частицы эоловой взвеси из центральных и восточных районов азиатского континента. Среди источников эолового материала можно отметить каменистые и песчанощебнистые пустыни Тибетского нагорья, пустынные и засушливые области Центрального Китая и Монголии, а также обширные лессовые провинции Юго-Восточной Азии. Много взвеси приносится из песчаных пустынь Центральной и Средней Азии струйными течениями, дующими на этих же широтах на высотах 10—12 км (Верле, Стариченко, 1968).

В восточных районах океана западные воздушные потоки подчинены постоянному северо-тихоокеанскому барическому центру, в связи с чем направления движения воздуха здесь меняются, сначала на северозападные, а затем на северные. Происходит как бы поворот в движении воздушных масс вокруг области высокого давления и вследствие этого смешение с северными пассатными ветрами. При этом часть воздуха проходит над восточными и юго-восточными территориями Северной и Центральной Америки, где происходит насыщение его эоловым материалом из пустынь, расположенных между 20 и 45° с. ш. Частично эоловая взвесь поступает в северную пассатную зону и из районов Великих американских равнин, где развивается интенсивная ветровая эрозия распаханных почв. В последние годы в качестве возможного источника эоловой взвеси для восточных районов Тихого океана рассмотрены и северные пассатные ветры Атлантического океана, переносящие пыль африканских пустынь в район Карибского моря и Панамского перешейка. Поступая далее в северную пассатную зону Тихого океана, частицы переносятся вдоль экватора вплоть до берегов Вьетнама и островов Малайского архипелага.

Следует подчеркнуть, что расположенные около 30-х параллелей области повышенного давления характеризуются высокими концентрациями эоловых частиц. Это связано с оседанием в этих районах воздуха, содержащего эоловый материал, из верхней тропосферы и нижней стратосферы. Поэтому в пассатные и западные ветры попадают также и частицы, имеющие глобальное распространение в атмосфере.

Аналогичная циркуляционная картина наблюдается и в южном полушарии. Западные ветры, дующие в районе 30—60° ю. ш., несут эоловую взвесь из пустынных районов Австралии и Южной Африки, которые являются одними из немногих поставщиков осадочного материала для всей огромной южной акватории океана. Как и в северном полушарии, важную роль здесь играют струйные воздушные течения, приносящие взвесь из Западной и Центральной Австралии и Южной Африки.

Вблизи берегов Южной Америки, в зоне действия южно-тихоокеанского барического центра, воздушные массы западных ветров южного полушария поворачивают на север и движутся вдоль горных цепей Кордильер, над территориями Чили и Перу. На своем пути воздушные потоки проходят над засушливыми районами Патагонского поднятия и узкой полосой пустыни Атакама, протянувшейся у подножья гор от 22 до 27° ю. ш. Эти две области являются единственными и не очень мощными источниками эолового материала для южного пассатного ветра, с которым смешиваются воздушные массы, пришедшие с юга.

Как видно из описания, над Тихим океаном эоловая взвесь претерпевает в основном широтный перенос, в то время как меридиональный выражен весьма слабо, хотя и играет далеко не последнюю роль в транспортировке материала. В этой связи следует еще раз упомянуть о зоне внутритропической конвергенции, особенность которой состоит в том, что поднимающиеся воздушные массы и обилие атмосферных осадков создают периодически непреодолимую преграду для сходящихся пассатных ветров и соответственно для переноса эолового материала из одного полушария в другое (Prospero, Bonatti, 1969; Живаго, Богданов, 1974).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ В ПРОБАХ ЭОЛОВОЙ ВЗВЕСИ

В пробах эоловой взвеси, собранных в центральных районах Тихого океана и проанализированных описанным выше способом, были определены 9 минералов. Все они объединены в три основные группы: 1) обломочные — кварц, полевые шпаты, кальцит, доломит; 2) глинистые — иллит, каолинит, хлорит, палыгорскит; 3) биогенные — кальцит, SiO₂ аморфный. В настоящей статье относительно полно описаны только наиболее распространенные материалы эоловой взвеси: кварц, полевые шпаты, иллит. Сведения об остальных минералах представлены в таблице.

Распределение минера	ілов	в эоловой	взвеси	над Ти	ихим о	кеаном	по	климатическим
зонам, у	% от	минераль	ной сос	тавляю	щей в	каждой	i np	обе

Район работы	Сезон	Количество проб	Кварц	Полевые шпаты	Қаль- цит	Хлорит	Као- линит	Иллит	Тальк	Палы- горскит	Доло- мит	
Северная аридная зона												
1	a	Нет	_+				1			1 -	1 -	
9	6	7	12		5		1 ()++	34	21	1		
2	б	12	8	8	14	6	8	21	34	2	0	
3	а	4	27	7	0	12	0	46	8	0	0	
	б	15	1	5	13	5	17	21	28	1	0	
4	a	11	24	7	5	8	12	33	11	0	0	
	0	34	10	8	12	1 7	10	24	29	1		
Экваториальная гумидная зона												
1	a	11	17	4] 18	0) 8	9	44	0	0	
.9	6	15	8		16			17		6	0,37	
2	б	6	4	1	17		8	22	40	l õ	lŏ	
.3	а	4	15	15	12	4	13	0	15	Ŏ	Ŏ	
	б	2	8	4	16	0	10	14	47	0	0	
4	а	19	16	5	15	1	8	9	36	0	0	
	6	23	7	19	17	4	4	18	23	4	0,24	
				Южная	а аридн	ая зон	a		-			
1	а	Нет		-		-				1 -) —	
9	б	5	6	8	18	3	0	17	26	3	0	
2	a K	12	10 9	4	26			12	56	0		
3	a	2	ŏ	0	50	ŏ	l ó	12	50	lŏ	lŏ	
	б	2	5	Ó	0	0	15	10	72	Ō	Ō	
4	а	8	7	3	32	0	0	4	54	0	0	
	б	19	8	3	10	1	6	13	54	1	0	
				•	•	•	•	•	•	1	•	

Примечание: + анализ не проводился; ++ минерал в пробе не обнаружен. Части: 1 — восточная, 2 — центральная, 3 — западная; 4 — в среднем по зоне; а — весна; 6 — лето.

Кварц. Весной в северном полушарии, в период максимального выноса эолового материала с материков, в исследованных районах Тихого океана можно выделить две зоны повышенных содержаний кварца. В восточной части океана высокие концентрации (до 22—24%) отмечены в области южных пассатных ветров, что связано с поступлением частиц из пустыни Атакама и, вероятно, с Патагонского нагорья. Здесь же в пробах, изученных Дж. М. Просперо и Е. Бонатти, также наблюдались очень большие содержания кварца (Prospero, Bonatti, 1969). Указанные авторы объясняют эти максимумы существованием вблизи от экватора зоны BTK, являющейся естественным барьером для меридионального переноса эоловой взвеси и способствующей ее концентрации.

Другая область высоких концентраций кварца приурочена к западной части северной пассатной зоны, что объясняется, по нашему мнению, выносом взвеси с азиатского материка и, вероятно, из богатых кварцем австралийских пустынь. В этой области пробы содержат до 34—40% кварца. Отдельные максимумы (до 25% и более) образуются у Гавайских островов и южнее них, в центральной части океана .(фиг. 2, A).

Летом, в связи с общей стабилизацией атмосферной циркуляции и более равномерным распределением взвеси, отмечается уменьшение содержаний кварца в эоловой взвеси по всем климатическим зонам (в среднем до 7—10%), но на общем фоне можно выделить несколько районов пониженных и повышенных концентраций. Как и весной, достаточно большие величины (до 12—16%) встречены в восточной части океана, около северо-американских берегов.

В центральных частях океана количество кварца постепенно снижается, вплоть до полного исчезновения в ряде проб, образующих на севере широтную, а к югу меридиональную вытянутую зону нулевых концентраций от 20° с. ш. до 35° ю. ш. В южной части этой зоны отмечена область с повышенными концентрациями (до 27%), что объяс няется поступлением материала из Австралии.

Западная часть океана характеризуется содержаниями кварца вс взвеси, близкими к средним по океану (5—11%). На их фоне отмечень, локальные максимумы на севере (до 21%) и на юге (до 37%) (фиг. 2, Б). Образование первого связано, вероятнее всего, с поступлением кварцевых частиц из Азии, а второй может быть объяснен приносом эолового материала из пустынь Австралии, где кварц широко распространен. Распределение направлений зетров на различных барических уровнях в нижней и средней тропосфере подтверждает возможность такого переноса (Витвицкий, 1971).

Рассматривая распределение кварца по климатическим зонам, можно отметить, что весной максимальные содержания его характерны для центральной и западной частей северной аридной зоны (до 27%), летом концентрации кварца уменьшаются здесь до 8—12%. К югу, в экваториальной гумидной зоне, содержания кварца составляют: весной—15—17 и летом —4—8%. В южной аридной зоне они лишь в отдельных случаях весной достигают 10%, в то время как летом концентрации близки к средним значениям для всех зон — до 9%.

Полевые шпаты. Весной в распределении полевых шпатов наблюдается довольно четкое разделение исследованной области на две — северную и южную (фиг. 3, A), с границей, проходящей приблизительно по экватору. В восточной части северной области, по Дж. М. Просперо и Е. Бонатти (Prospero, Bonatti, 1969), концентрации полевых шпатов в пробах достигают 47%, что связано, по их мнению, с выносами из пустынь южной части Северной Америки. Северными пассатными ветрами полевые шпаты разносятся в центральную и даже западную части этой области, причем по мере удаления от берега отмечается постепенное уменьшение содержаний от 13 до 7,5%.

В восточной части исследованного района четкой границей между северной и южной областями является зона ВТК и поскольку пустыни Южной Америки представляют собой весьма слабый источник полевых шпатов (Prospero, Bonatti, 1969), в пробах, полученных южнее зоны ВТК, эта группа минералов на дифрактограммах не была обнаружена.

В центральной и восточной частях южной области полевые шпаты почти полностью отсутствуют; отмечена лишь одна проба с повышенной концентрацией (21%) вблизи Новой Зеландии.



Фиг. 2. Кварц в пробах эоловой взвеси

А — весна. Области содержаний, % от минеральной части пробы: 1 — 0; 2 — 0—10; 3 — 10—20; 4 — 20. Центры профилей сбора проб: 5 — В. Н. Живаго, 1971 г; 6 — Дж. М. Просперо, Е. Бонатти, 1967 г; 7 — В. С. Фергюссона и др., 1969 г. Содержание в пробах: 8 — присутствует; 9 — много; 10 — очень много; 11 — содержание, %.



Б — Лето. Области содержаний, % от минеральной части пробы: условные обозначения см. на фиг. 2, А. Центры профилей сбора проб: 1 — В. Н. Живаго, 1970 г; 2 — В. Н. Живаго, 1972 г. Содержание в пробах: условные обозначения см. на фиг. 2, А





Фиг. 3. Полевые шпаты в пробах золовой взвеси A-весна; Б-лето. Условные обозначения см. на фиг. 2

Летом в распределении полевых шпатов наблюдается несколько иная картина. Область высоких концентраций, тяготеющая к южной части северо-американского побережья, не только сохраняется, но и увеличивается по площади. Содержания полевых шпатов здесь возрастают, достигая в отдельных пробах 60% (фиг. 3, Б).

Западнее Калифорнии и в переходной зоне между северными пассатными и западными ветрами концентрации этих минералов уменьшаются до 15—20%, так как источниками полевых шпатов для переходной зоны служат очень удаленные засушливые районы Центральной и Восточной Азии. В центральной исследованной части океана, как и для кварца, выделяется обширная зона нулевых концентраций, а западнее ее вновь отмечается небольшое увеличение содержаний до 5—9%, связанное, вероятно, с близостью большого количества островов и влиянием австралийского и азиатского материков.

В распределении полевых шпатов по климатическим зонам наблюдается следующая картина. Наибольшие средние концентрации (весной — до 15, летом — до 28%) отмечены в восточной части экваториальной гумидной зоны. В центральных районах зоны содержание полевых шпатов падает почти до 0, но затем возрастает (до 15 весной и 4% летом) на западе.

Летом в северной аридной зоне наибольшие средние концентрации приурочены также к восточной части, (до 16%), а по мере движения на запад содержания уменьшаются до 4—8%. Весеннее распределение полевого шпата в этой зоне равномерно и величины средних концентраций колеблются около 6—8%.

Минимальными значениями характеризуюся пробы центральной и западной частей южной аридной зоны, где летом содержания полевых шпатов снижаются до 1 и даже до 0%. В восточных районах средние концентрации достигают 8%. Весенние содержания для центральной части близки к 3,5%, а на западе они падают до 0%.

Иллит. В распределении иллита весной выделены две большие области, отличающиеся по содержаниям этого минерала (фиг. 4, A). Северная область характеризуется высокими концентрациями (до 53%), в то время как в южной преобладают нулевые значения.

Лишь в одной пробе, около Новой Зеландии, отмечено высокое содержание иллита (до 30%).

По мнению многих исследователей (Горбунова, 1970; Ратеев и др., 1966), основными источниками иллита для северной половины Тихого океана являются почвы Северной Америки и Азиатского континента.

В районе $30-40^{\circ}$ с. ш. иллит был обнаружен в пробах, изученных В. С. Фергюссоном и др. (Fergusson e. a., 1970). Количественная оценка содержаний этого минерала была проведена здесь лишь во фракции менее 2 *мк* и показала довольно равномерное распределение его (порядка 40-50%) по всему профилю отбора проб (фиг. 4, *A*). Это совпадает с выявленными нами тенденциями распространения иллита в этом районе.

Летом в распределении иллита выделены северная, западная и восточная области (фиг. 4, Б). Наибольшие концентрации отмечены в районе 30° с. ш. (до 45—48%), что связано с приносом этого минерала западными ветрами и струйными течениями. Несколько меньшие, но довольно значительные (до 40%) содержания отмечены в восточной части океана. Они связаны с поступлением иллита из почв распаханных районов Великих Северо-Американских равнин. Среди возможных источников иллита для указанного района можно назвать и пустыни Северной и Южной Америки.

На западе океана концентрации иллита значительно ниже и колеблются в среднем от 12 до 14%. На этом фоне отмечаются отдельные максимумы (до 14%) и минимумы с уменьшением концентрации до нуля.

В распределении иллита по климатическим зонам выявлены следующие закономерности. Максимальные концентрации этого минерала отмечены для весны и лета в северной аридной зоне (для весны — до 46, для лета — до 34%). В экваториальной гумидной зоне наблюдается обратная картина. Здесь наибольшие средние концентрации для лета составляют 22%, для весны не более 16%. В западных районах этой зоны иллит не встречен.

Аналогичные тенденции в распределении средних концентраций по сезонам наблюдаются и в южной аридной зоне, где весенние концентрации достигают лишь 5%, в то время как летние, в среднем, вырастают до 12—16%.

Прочие минералы. Распространение кальцита в основном связано с распределением коралловых островов по акватории Тихого океана, так как именно разрушающиеся коралловые постройки служат главным источником этого минерала в атмосфере изученного района. Содержания кальцита весьма низки (5—14 летом и 0—8% весной) в северной аридной зоне, где коралловые колонии развиты слабо. Однако значительные его количества появляются в экваториальной зоне (до 18 весной и 16—17% летом). В южной аридной зоне, особенно в ее западной, богатой кораллами части, концентрации кальцита увеличиваются до 50% весной при 8—18% летом.

Глинистые минералы хлорит и каолинит распространены в основном в северной аридной зоне, куда они приносятся из Азии и с Северо-Американского континента, причем в зависимости от сезона их концентрации для различных частей океана меняются от 0 до 13—16%. В экваториальной зоне хлорит распространен меньше (0—4 весной и 0—7% летом), в то время как каолинит встречается довольно широко с концентрациями 0—14% весной и 1—11% летом. В южной аридной зоне хлорит практически отсутствует, а каолинит встречен только в летних пробах с концентрацией до 15% в западных частях зоны

Для *палыгорскита* вырисовывается не совсем понятная приуроченность к летним месяцам и в основном к северной аридной зоне (концентрации 1—2%). В экваториальной и южной аридных зонах он найден в единичных пробах, хотя и в больших количествах (6% для восточной части экваториальной гумидной зоны и 3% для восточной части южной аридной зоны).

Из всех 114 анализируемых проб только одна показала наличие *доломита*. Она получена в летнее время в восточной части экваториальной гумидной зоны. Концентрация доломита там равна 6%.

Особое место среди всех отмеченных минералов занимает тальк. Его происхождение не совсем ясно. Вероятнее всего, основная часть его попадает в атмосферу вместе с сельскохозяйственными пестицидами, для которых этот минерал используется в качестве носителя (Risebrough e. a., 1968; Windom e. a., 1967). Тальк определен, практически, во всех пробах и в довольно больших количествах (до 50-70%). Наибольшие его средние концентрации отмечены в южной аридной зоне (до 56 весной и 72% летом), при более низких (20-30%) концентрациях в северной аридной и экваториальной гумидной зонах. Тальк имеет глобальное и довольно равномерное распространение над океаном вследствие своей легкости и повсеместного применения сельскохозяйственных ядохимикатов. Однако неравномерность распространения концентраций других минералов в эоловой взвеси, их обилие в северной аридной и экваториальной гумидной зонах и слабое развитие в южной аридной зоне приводят к появлению гигантских максимумов концентраций талька в последней.







A — весна. Области содержаний, % от минеральной части пробы: 1—0; 2—0—25; 3—25—50; 4—50. 5—Центры профилей сбора проб В. Н. Живаго, 1971. 6—Содержание в пробах, %



Б — лето. Области содержаний, % от минеральной части пробы: условные обозначения см. на фиг. 4, А. Центры профилей сбора проб: условные обозначения см. на фиг. 2, Б. Содержание в пробах: условные обозначения см. на фиг. 4, 4
Исследование дифрактограмм показало присутствие в ряде проб аморфного кремнезема. Он проявляется в виде широкого гало в области 16-30° 20. По величине этого гало можно лишь весьма приближенно судить о присутствии и количестве аморфного кремнезема в эоловой взвеси.

выводы

1. Самым распространенным минералом для изученных районов океана является иллит, затем кварц, кальцит, полевые шпаты, глинистые минералы и т. д.

2. Распространение минералов тесно связано с временем года. Для большинства минералов максимальные концентрации проявляются весной, в период более сильных ветров и неустойчивости атмосферной циркуляции.

3. Распределение минералов в атмосфере зависит от положения источников эоловой взвеси и их взаимоотношения с генеральными направлениями ветров.

4. Важное значение в поставке, распределении и осаждении минералов имеет климатическая зональность. Отмечено, что наибольшее количество эоловой взвеси образуется в аридных областях Земли, а наиболее интенсивное ее осаждение происходит на границах аридных и гумидных зон, в областях активного выпадения атмосферных осадков и вертикальных движений воздушных масс.

ЛИТЕРАТУРА

- Верле Е. К., Стариченко Л. А. Некоторые характеристики струйных течений над цен-тральной частью Тихого океана.— Тр. ДНИГМИ. Л., Гидрометеоиздат, 1968, вып. 26. Витвицкий Г. Н. Циркуляция атмосферы в тропиках. Л., Гидрометеоиздат, 1971. Горбунова З. Н. Глинистые и другие высокодисперсные минералы в осадках Тихого
- океана. В кн.: Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1. М., «Наука», 1970.
- Живаго В. Н., Богданов Ю. А. Эоловая взвесь над Атлантическим и Тихим океанами. В кн.: Гидрофизические и гидрооптические исследования в Атлантическом и Тихом океанах. М., «Наука», 1974.
- Лисицын А. П. Атмосферная и водная взвесь как необходимый материал для образования морских осадков. Тр. ин-та океанол. АН СССР, 1955, т. 13.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океане. М., «Наука», 1974. Метеорологические условия над Тихим океаном. М., «Наука», 1966.

Петров М. П. Пустыни земного шара. Л., «Наука», 1973. Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Носов Г. И. Широтная локализация глинистых минералов в осадках Мирового океана и ее генетическое значение.-Океанологические исследования, 1966, № 18.

- Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. М., «Мир», 1965. Aston S. R., Chester R., Johnson L. R., Padgham R. C. Eolian dust from lower atmo-sphere of the eastern Atlantic and Indian ocean, China Sea and Sea of Japan.—

sphere of the eastern Atlantic and Indian ocean, China Sea and Sea of Japan.— Marine Geol., 1973, v. 14.
Bonatti E., Arrhenius G. Eolian sedimentation in the Pacific off northern Mexico.— Marine Geol., 1965, v. 3.
Clayton R. N., Rex R. W., Syers J. K., Jackson M. L. Oxygen isotope abundance in quartz from Pacific pelagic sediments.— J. Geophys. Res., 1972, v. 77, No. 21.
Delany A. C., Delany A. C., Parkin D. W., Criffin J. J., Goldberg E. D., Reimann B. E. F. Airborne dust collected at Barbados.— Geochim. et cosmochim. acta, 1967, v. 31.
Dymond J., Biscaye P. E., Rex R. W. Eolian origin of mica in Hawaiian soils.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85, No. 1.
Fergusson W. S., Griffin J. J., Goldberg E. D. Atmospheric dusts from the North Pacific — a short note on a long-range eolian transport.— J. Ceophys. Res., 1970, v. 75, No. 6.

a short note on a long-range eolian transport. J. Ceophys. Res., 1970, v. 75, No. 6. Glasby G. P. The influence of aeolian transport of dust particles on marine sedimentation

in the south-west Pacific. J. Roy. Soc. NZ, 1971, v. 1, No. 3/4. Green H. L., Lane W. R. Particulate clouds. Spon. Ltd, London, 1964.

Jackson M. L. Eolian addition to soils. Tp. X Междунар. конгресса почвоведов. М., «Hayka», 1974. Lisitzin A. P. Sedimentation in the world ocean. Soc. Economic Pal. and Miner. Special

Publication, 1972, No. 17.
Parkin D. W., Phillips D. R., Sullivan R. A. L., Johnson L. Airborne dust collections over the North Atlantic.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, No. 9.

- Prospero J. M., Bonatti E. Continental dust in the Atmosphere of the eastern equatorial Pacific .-- J. Geophys. Res., 1969, v. 74, No. 13.
- Rex R. W., Goldberg E. D. Quartz contents in the Pacific pelagic sediments.— Tellus, 1958, No. 10.
- Rex R. W., Goldberg E. D. Eolian material in sediments: Insolubles.—In: The Sea, v. 1, N. Y., John Wiley, 1962.
 Rex R. W., Murrey B. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. 1969, v. IV,
- Appendix III.

Rex R. W., Syers J. K., Jackson M. L., Clayton R. N. Eolian origin of quartz in soils of Hawaiian and Pacific pelagic sediments.— Science, 1969, v. 163, No. 3864. Risebrough R. W., Huggett R. I., Griffin J. J., Goldberg E. D. Pesticides: Transatlantic

movements in the northeast trades.— Science, 1968, v. 159. Syers J. K., Jackson M. L., Berkheiser V. E., Clayton R. N., Rex R. W. Eolian sediment

influence on pedogenesic during the Quarternary.— J. Soil Sci., 1969, v. 107, No 6. Windom H. L., Griffin J. J., Goldberg E. D. Talc in atmospheric dusts.— Environment.

Sci. Technol., 1967, v. 1. Windom H. L. Atmospheric dust records in permanent snowfields. Implications to ma-

rine sedimentation.- Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, No. 5.

Windom H. L. Contribution of atmospherically transported trace metals to South Pelagic Sediments.- Geochim. et cosmochim. acta, 1970, v. 43, No. 4.

Институт океанологии АН СССР, Москва

Дата поступления 16.VI.1975

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 1, 1976 r.

УДК 550.4:546.23(262.4)

ГЕОХИМИЯ СЕЛЕНА В ОСАДКАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

И. И. ВОЛКОВ, Е. Г. СОКОЛОВА

Рассмотрено распределение Se в поверхностном слое и толще донных отложений кислородной и сероводородной зон моря. Показано значительное обогащение Se глубоководных осадков моря. Обсуждено влияние на концентрацию Se окислительно-восстановительных условий, сероводородного заражения водной толщи, накопления органического вещества и процессов сульфидообразования в воде и осадках. Выяснено влияние геохимической эволюции Черного моря в послеледниковое время на поведение Se в море.

постановка вопроса, материал и методы исследования

Изучение геохимии Se в море и закономерностей распределения его в современных морских осадках в настоящее время только начинается. Имеется очень немного данных по содержанию Se в морской воде и современных морских осадках. По оценкам различных авторов, концентрация Se в морской воде колеблется от $5 \cdot 10^{-7}$ до $1 \cdot 10^{-8}$ % (Виноградов, 1967). Наиболее представительные данные по содержанию Se в морских и океанских осадках получены в результате работ, проведенных в носледние годы Кабинетом теохимии Южного отделения Института океанологии на примере поверхностного слоя осадков Черного моря (Соколова, Пилипчук, 1970) и на осадках северо-западной части Тихого океана (Соколова, Пилипчук, 1973; Волков и др., 1974). Эти данные значительно расширили представления о содержании Se в современных осадках, известные из работ К. Т. Вильямса и Х. Г. Бирса (Williams, Byers, 1935).

Было установлено, что Se принадлежит к числу геохимически подвижных элементов и содержание его в донных отложениях в зависимости от физико-географических условий осадкообразования и физико-химических условий диагенеза подвержено большим колебаниям. В поверхностном слое осадков Черного моря содержание Se изменяется в пределах $(0,1-4,2)\cdot10^{-4}$ %, а в осадках Тихого океана $(0,1-7)\cdot10^{-4}$ %. Максимальные концентрации Se наблюдаются в осадках, наиболее обогащенных органическим веществом и содержащих значительные количества сульфидов железа, возникших в результате диагенетических процессов сульфатредукции.

Наблюдаемые в современных осадках концентрации Se могут примерно на порядок превышать среднее содержание в осадочных породах, равное 6·10⁻⁵%, которое в свою очередь на порядок выше кларка Se в земной коре (5·10⁻⁶%) (Виноградов, 1962). Поэтому выяснение основных закономерностей распределения Se в морских осадках, процессов, приводящих к накоплению Se до высоких концентраций, представляется важной задачей геохимии этого элемента. Настоящая работа подводит итог изучению геохимии Se в осадках Черного моря. Мы изучили распределения Se по поверхности осадков моря, по вертикали от современных до новоевксинских осадков включительно для кислородной и сероводородной зон моря, его поведение в процессах образования окисных железо-марганцевых конкреций, располагающихся на поверхности окисленных осадков мелководной кислородной зоны моря, и при образовании микроконкреций сульфидов железа в глубоководных осадках сероводородной зоны моря. Проанализировано около 300 образцов осадков и конкреций. Определение Se проводили химическим методом с флуориметрическим окончанием по реакции с 3,3'-диаминобензидином. Ошибка определения не более 10%. Методика определения подробно изложена в отдельном сообщении (Соколова, 1975).

СЕЛЕН В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ОСАДКОВ ЧЕРНОГО МОРЯ

Исследовали пробы поверхностного слоя осадков различного типа со 190 станций, сравнительно равномерно покрывающих площадь дна моря. Полученные результаты показали, что содержание Se в современных осадках на поверхности изменяется в пределах (<0,1-4,2)·10⁻¹% в расчете на Se (табл. 1). Были посчитаны средние концентрации Se в

Таблица 1

Тип о садка	Число образцов	Se, 10-4% От — до Среднее	Среднее в расчете на бескарбонатное вещество	Относительная концентрация
		< 0.1-0.9		
Пески и ракушечники	14	0,25	0,4	1,0
Алевриты с примесью ила	9	$\frac{0,2-0,8}{0,4}$	0,5	1,25
Глинистые илы (CaCO ₃ <30%)	114	$\left \frac{<0,1-1,8}{0,5}\right $	0,6	1,5
Глинисто-известковые илы (CaCO ₃ 30—50%)	28	0,8-3,1 1,8	3.2	8,0
Известково-глинистые илы (CaCO ₃ > >50%)	25	$\frac{1,0-4,2}{2,4}$	6,0	15,0

Распределение Se в поверхностном слое осадков Черного моря

основных типах черноморских осадков (по классификации Н. М. Страхова). Поскольку поведение Se в процессах осадкообразования не контролируется осаждением карбонатов и они, разбавляя осадок, искажают картину распределения, провели расчет содержания Se на бескарбонатное вещество осадков. При этом расчете концентрация Se в поверхностном слое осадков изменяется в пределах (0,1—10,2) · 10⁻⁴% (табл. 1).

Как видно из таблицы, существует хорошо выраженная зависимость содержания Se от степени дисперсности осадков. Содержание в натуральном веществе непрерывно возрастает от песков и ракушечников прибрежных районов моря к наиболее тонкодисперсным известковоглинистым илам центральных глубоководных областей, даже при сильном разбавляющем влиянии CaCO₃. При пересчете на бескарбонатное вещество эта зависимость еще более усиливается. Такой рост концентраций элемента от песков к известковым илам свидетельствует, что распределение Se принадлежит к упорядоченному типу в сглаженной модификации (Страхов, 1962).

Чтобы учесть влияние физико-географических и гидродинамических факторов на распределение Se по площади дна бассейна, мы построили схематические карты. На картах распределения в натуральном веществе







Фиг. 2. Распределение Se в бескарбонатном веществе осадков Черного моря 10-4% 1 — <0,5; 2 — 0,5-1; 3 — 1-3; 4 — 3-5; 5 - 5-8; 6 — >8

осадков (фиг. 1) и в пересчете на бескарбонатное вещество (фиг. 2) проведены изолинии, разграничивающие площадь бассейна в зависимости от содержания на 6 зон.

Зона минимальных концентраций в натуральном осадке (<0,5 10-1% Se) располагается по периферии то в виде узкой полосы у Кавказского побережья, то значительно расширяясь (Анатолийское побережье).

Области промежуточных концентраций $(0,5-1)\cdot 10^{-4}$, $(1-2)\cdot 10^{-4}$ и $(2-3)\cdot 10^{-4}$ % имеют характерную локализацию: они охватывают по периферии область высоких содержаний Se и в очертании сравнительно точно повторяют границы этих областей.

Области высоких содержаний Se (3—4)·10⁻⁴%, расположенные в центральных частях западной и восточной половин моря, совпадают с халистатическими зонами. Поступление терригенного материала сюда резко ослаблено, так как колебания траекторий постоянных круговых течений в эти области не доходят. Вещественный состав этих осадков представлен тонкодисперсными глинистами илами с высоким содержанием CaCO₃(>50%). Пятно максимальных концентраций (>4.10⁻⁴% Se) расположено в западной халистатической зоне.

Влияние отдельных участков побережья на распределение Se в поверхностном слое осадков не прослеживается совершенно. За исключе-

нием трех небольших пятен у побережья Малой Азии, где поверхностный слой осадков представлен древними новоевксинскими глинами, мы не встречаем областей повышенных концентраций, которые локализовались бы где-либо у побережья. Повсюду наблюдается сглаженное возрастание содержания Se от прибрежных участков к глубоководным пелагическим областям.

Распределение Se в бескарбонатном веществе осадков (фиг. 2) очень сходно с распределением в натуральном веществе. По-прежнему области максимальных концентраций располагаются в халистатических зонах (они еще выросли и расширили свои границы),



Фиг. 3. Относительные концентрации Se, Сорг, Мо, U в основных типах поверхностного слоя осадков Черного моря (содержание в песках принято за 1)

1 — пески; 2 — алевриты; 3 — глинистые илы (CaCO₃<30%); 4 — глинисто-известковые илы; 5 — известково-глинистые илы

минимальные концентрации — по периферии бассейна, а между ними, повторяя конфигурацию, располагаются области промежуточных содержаний.

Данные по распределению Se в гранулометрическом спектре осадков (табл. 1) и схема распределения его в поверхностном слое по площади дна моря согласно свидетельствуют о высокой геохимической подвижности в процессах осадкообразования. В своем распределении Se явно тяготеет к наиболее тонким осадкам пелагиали Черного моря и сильно обогащает их. Характер распределения Se по площади дна целиком согласуется с гидродинамической схемой поверхностных течений водоема. Максимальные содержания Se наблюдаются в областях халистаз, где скорости осадкообразования минимальны. В целом распределение Se представляет картину, обратную наблюдаемой в распределении терригенного обломочного материала: максимум накопления последнего совпадает с минимумом концентрации Se в донных отложениях.

По характеру распределения в процессе осадкообразования в Черном море Se относится ко второй группе — геохимически подвижных элементов (Страхов и др., 1971), где он ассоциируется с Мо и U. Величина относительной концентрации этих элементов в известково-глинистых илах пелатиали по сравнению с прибрежными песками (фиг. 3) максимальна: она изменяется от 10 для Мо до 19 для U (по данным табл. 1, для Se она равна 15) и значительно превышает аналотичную величину других элементов этой группы (Fe, Mn, Ni, Co, Cu, As и др.). По величине относительной концентрации в пелагических известковых осадках Se (как Mo и U) уступает лишь органическому веществу, для которого в расчете на С_{орг} она близка к 30 (Страхов и др., 1971). Для этих элементов наиболее ярко выражены пелагические максимумы на картах-схемах распределения в поверхностном слое площади дна водоема и отсутствие видимой связи с береговыми источниками питания. Известно, что Мо и U поступают в море с речным стоком в значительной степени в растворенной форме. Хотя прямые определения Se в реках бассейна Черного моря отсутствуют, можно уверенно полатать, что и для него при миграции в реках велика роль растворов. Именно это и определяет характер поведения Se в процессах последующего осаждения в море и закономерности распределения в осадках, которые показаны выше.

СЕЛЕН В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КИСЛОРОДНОЙ ЗОНЫ МОРЯ

Современные осадки небольших глубин Черного моря (до 140— 150 м) находятся вне сероводородного заражения, нормально аэрироеаны и имеют на поверхности окисленный характер. В этом отношении они сравнимы с донными отложениями других водоемов, имеющих нормальный гидрологический режим. Материалом для изучения распределения Se в толще отложений кислородной зоны послужили осадки у берегов Крыма южнее м. Тарханкут. Они находятся в кислородной зоне моря и представлены глинистыми илами с небольшой примесью алеврита, створок раковин Modiola и их обломков (Волков, Севастьянов, 1968). Верхняя окисленная часть отложений имеет очень небольшую мощность (от пленки 3—5 мм до 2 см) и окрашена в желтовато-бурые и буроватокоричневые тона. На поверхности ила располагаются железо-марганцевые конкреции, которые тоже были объектом нашего исследования. Окисленный слой осадков довольно резко переходит в восстановленный, характеризуемый серыми илами с зеленоватым, голубоватым и реже

Таблица 2

Осадки		Число образцов	Se, 10-4% От — до Среднее	Относительная концентрация
Современные	a G	10	$ \underbrace{\begin{array}{c} 0.4-0.7\\ 0.5\\ 0.5-0.85\\ 0.7\\ 0.4-4.0 \end{array} $	1,4
Древнечерноморские	а б	6	$\frac{\frac{0,4-1,0}{0,7}}{\frac{0,5-1,1}{0,8}}$	1,6
Новоевксинские	a G	7	$\frac{\underbrace{0,3-0,4}{0,35}}{\underbrace{0,4-0,85}{0,5}}$	1,0

Распределение Se в толще осадков кислородной зоны Черного моря (данные только по колонкам осадков)

Примечание: а — в натуральном веществе осадков; о — в расчете на бескарбонатное вещество.

буроватым оттенками. Причем на всех станциях в самых верхних горизонтах восстановленных илов (1—3; 2—5 см) замечены черные примазки (гидротроилит), что указывает на начало процесса редукции сульфатов. Ниже, в глубине осадков, с горизонтов 60—100 см под поверхностью дна появляется свободный H₂S. Окислительно-восстановительные условия и процессы превращения форм Mn, Fe и S для осадков этого района были исследованы и описаны ранее (Волков, Севастьянов, 1968).

Распределение Se было изучено по вертикали двух колонок осадков (табл. 2). Его содержание в толще современных отложений кислородной зоны изменяется в пределах (0,4—0,7) · 10⁻⁴% в натуральном осадке и

 $(0,5-0,85) \cdot 10^{-4}$ % в расчете на бескарбонатное вещество. Se распределяется в слое современных осадков бессистемно (фиг. 4). В колонке станции 1253 содержание Se немного увеличивается от поверхности к низу слоя, в колонке 1275, наоборот, максимальное его содержание приурочено к поверхностному тонкому окисленному слою, где Fe и Mn находятся соответственно в трех- и четырехвалентном состоянии. Следует учитывать, что на поверхности осадков этих станций расположены железо-марганцевые конкреции, которые, как будет показано ниже, несколько обогащены Se. Таким образом, общее содержание Se с учетом



Фиг. 4. Распределение Se по вертикали осадков кислородной зоны моря

Осадки: А — современные; В — древнечерноморские; С — новоевксинские; 1 — глинистые; 2 — известково-глинистые; 3 — с высоким содержанием пирита; 4 — сапропелевидные; 5 — с высоким содержанием гидротронлита; 6 — железо-марганцевые конкреции. Формы железа: 7 — Fe³⁺; 8 — Fe²⁺; 9 — Fe гидротроилита; 10 — Fe пирита

конкреций в окисленном слое отложений несколько выше, чем определяемое в илах. Средневзвешенное содержание Se в современных осадках кислородной зоны составляет 0,5·10⁻⁴% (0,7·10⁻⁴% на бескарбонатное вещество).

Содержание Se в древнечерноморских отложениях кислородной зоны в целом несколько выше, чем в современных, и изменяется в пределах $(0,4-1)\cdot10^{-4}$ % в натуральном веществе и $(0,5-1,1)\cdot10^{-4}$ % в расчете на бескарбонатное вещество. Однако повышенные концентрации наблюдаются только в слоях сапропелевидных осадков, обогащенных органическим веществом, где содержание Se показывает максимум в распределении по колонке и достигает $1\cdot10^{-4}$ %. В глинистых осадках содержание Se не выше, чем в современных. Средневзвешенное содержание Se в древнечерноморских осадках в целом равно 0,7·10-*% (0,8·10-*% в бескарбонатном веществе).

Самые низкие содержания Se наблюдаются в новоевксинских отложениях кислородной зоны моря: $(0,3-0,4) \cdot 10^{-4}$ % в натуральном веществе и $(0,4-0,85) \cdot 10^{-4}$ % в расчете на бескарбонатное вещество. Причем в обеих колонках (фиг. 4) повышенные содержания до $0,85 \cdot 10^{-4}$ % приурочены к верхним слоям новоевксина, находящимся на контакте с древнечерноморскими, где наблюдаются повышенные содержания органического вещества и суммы производных сероводорода (ΣS_{HS}), представ-

Т	a	б	л	И	Ц	a	3	
---	---	---	---	---	---	---	---	--

Распределение	: Se	B	железо-марга	нцевых
конкрециях	осадк	OB	кислородной	зоны
Черного	MOD	R H	а поверхност	н

	Se, 1			
Номер станции	конкреции	вмещающне илы	Коэффици- ент обо- гащения	
11 15 16 34 41	1,1 1,0 1 3 1,0 1,0	0,6 0,5 0,5 0,5 0,5	1,8 2,0 2,6 2,0 2,0	
Среднее	1,1	0,5	2,2	

ленной главным образом пиритом. Средневзвешенное содержание Se в новоевксинских осадках составляет $0,35 \cdot 10^{-4}$ % ($0,5 \cdot 10^{-4}$ % в расчете на бескарбонатное вещество).

Изучение железо-марганцевых конкреций показало, что содержание Se в них изменяется в узких пределах $(1-1,3) \cdot 10^{-4}$ % и в среднем равно $1,1 \cdot 10^{-4}$ % (табл. 3). Конкреции обогащены Se по сравнению с вмещающими окисленными илами. Коэффициент обогащения изменяется от 1,8 до 2,6 и в среднем составляет 2,2. По сравнению с другими элементами, входящими в состав конкреций, Se концентрируется в

них слабо. Достаточно отметить, что коэффициент оботащения для $Fe_{вал}$ равен 5, а для Mn - 18 (Волков, Севастьянов, 1968). И все-таки содержание Se в черноморских конкрециях примерно вдвое выше, чем в железо-марганцевых конкрециях Тихого океана. По Е. Г. Соколовой и М. Ф. Пилипчуку (1973), содержание Se в тихоокеанских конкрециях колеблется в пределах (0,4-0,8) $\cdot 10^{-4}$ % и в среднем равно 0,6 $\cdot 10^{-4}$ %. Коэффициент обогащения для океанских конкреций сравним с таковым черноморских и равен 3.

Вопрос о механизме концентрирования Se в железо-мартанцевых конкрециях и формах его нахождения там прямо связан с вопросом о формах миграции Se в зоне гипергенеза, в частности, в речных и морских водах. В настоящее время общепринята следующая точка зрения: основной формой существования селена в воде морей и океана является селенит-ион (SeO $_{3}^{2-}$) и допускается незначительное присутствие селенат-ионов (SeO₄²⁻). Исходя из этих предпосылок, следовало бы ожидать, что морские и океанические осадки, обогащенные гидроокисями Fe и Mn должны быть обогащены Se. В частности, можно было бы ожидать повышенных концентраций Se в красных глубоководных глинах океанов и железо-мартанцевых конкрециях, поскольку тидроокись Fe прекрасный соосадитель для селенит-ионов. Состав образующихся при этом соединений, по-видимому, различен в зависимости от условий. Так по N. W. Lakin и A. Trites (1958), при взаимодействии селенит-ионов с Fe³⁺ образуется основная соль состава Fe₃(OH) "SeO₃. С другой стороны, при pH-5-6 выпадает селенит Fe нормального состава - Fe₂ (SeO₃)₃, произведение растворимости которого 2.10⁻³¹ (Чухланцев, Томашевский, 1957).

Однако в последнее время было установлено, что окисленные красные глины Тихого океана имеют минимальные содержания Se $(0,1-0,2)\cdot10^{-4}$ %, а зона повышенных концентраций Se располагается в прибрежных восстановленных осадках (Соколова, Пилипчук, 1973; Волков и др., 1974). В то же время красные глины океана оботащены другими редкими и рассеянными элементами, причем основным процессом, приводящим к их концентрации, является соосаждение этих металлоь гидроокисями Fe и Mn из морской воды. Не наблюдаем мы обогащения Se и окисленного слоя осадков кислородной зоны Черного моря, несмотря на значительное содержание Fe³⁺ в форме активной свежеосажденной гидроокиси. Железо-марганцевые конкреции Тихого океана и Черного моря, в которых в случае наличия во вмещающих осадках селенитов Fe должны были бы наблюдаться сильно повышенные концентрации Se, хотя и обогащены Se по сравнению с вмещающими илами, но слабо. Во всяком случае много слабее других элементов, для которых связь с основными рудообразующими элементами конкреций — Fe и Mn можно считать доказанной. Так, в черноморских конкрециях коэффициенты обогащения для Мо, связанного с Мп, и для Р и Аs, связанных с Fe, соответственно равны 12, 8 и 22 (Волков, Севастьянов, 1968), в то время как, по данным табл. 3, содержание Se в конкрециях только вдвое выше, чем во вмещающих илах. Как известно, коэффициенты обогащения океанских конкреций малыми элементами много выше, чем черноморских, однако и в них Se накапливается слабо. Таким образом, накопления Se в современных осадках в окислительных условиях не происходит, что ставит под сомнение преобладание селенит-ионов над селенатами в морской воде.

Это заставляет нас более внимательно рассмотреть вопрос о состоянии Se в морской воде и иловых водах осадков в зависимости от окислительно-восстановительных условий среды осадкообразования и диагенеза.

ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ СРЕДЫ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ И ДИАГЕНЕЗА И СИСТЕМА СЕЛЕНА

Как известно, наблюдаемые в морской и океанской воде пределы кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условий ограничиваются изменениями величины pH от 7 до 8,5 и Eh от —0,2 до +0,4 в. Для среды морских осадков границы pH остаются практически теми же, а Eh меняется в более широких пределах от —0,35 до +0,6 в (Баас-Беккинт и др., 1963).

Для равновесной реакции в щелочной среде

SeO₃²⁻ + 2OH⁻ = SeO₄²⁻ + H₂O + 2*e*;
Eh = E⁰ +
$$\frac{0.059}{2}$$
 lg $\frac{a_{SeO_4^{2-}}}{a_{SeO_3^{2-}}a_{OH^-}^2}$, где E⁰ = 0.05*в*
Откуда lg $\frac{a_{SeO_4^{2-}}}{a_{SeO_3^{2-}}} = \frac{Eh - E^0 - 0.059pOH}{0.029} = 0$
и $\frac{a_{SeO_4^{2-}}}{a_{SeO_4^{2-}}} = 1$, если Eh = E⁰ + 0.059pOH.

При величине рН поверхностных морских вод, равной 8,0,

$$\frac{a_{\text{SeO}^{2-}}}{a_{\text{SeO}^{2-}}} = 1$$
 при Eh = 0,404*в*.

Следовательно, в поверхностных морских водах (Eh=0,4 e) содержания SeO₄²⁻ и SeO₄²⁻ сопоставимы.

Окисленные осадки океанов (красные глины) и окисленный слой: осадков морей, содержащие Mn⁴⁺ и Fe³⁺ и находящиеся в контакте с придонной кислородосодержащей водой, имеют обычно более высокий окислительно-восстановительный потенциал, чем поверхностные воды. Eh этих осадков изменяется, как правило, в пределах +0,5—0,6 *в.* В красных глинах океана увеличение окислительно-восстановительногопотенциала сопровождается снижением pH до 7 и редко до 6,7—6,8. В этих условиях отношение селенат- и селенит-ионов в растворе сдвигается в сторону значительного преобладания SeO₄²⁻ в системе растворенного Se.

pН	7,0	7,5	7,0	7,5
Еĥ, в	0,5	0,5	0,55	0,55
$a_{a_{a_{a_{a_{a_{a_{a_{a_{a_{a_{a_{a_{a$	18,6	190,5	1000	10 000
Set Set				

Таким образом, окислительно-восстановительные условия иловых вод. поверхностных осадков благоприятны для сдвига равновесия в системе $SeO_4^{2-} \Rightarrow SeO_3^{2-}$ в сторону окисления селенита до селената, и основной формой Se в растворе в окисленных условиях будет селенат. По-В. В. Ковальскому и В. В. Ермакову (1967), селенат (87%) преобладает над селенитом (13%) уже в составе растворов речных вод.

По мнению Лакина (Lakin, 1961), при величине pH от 7 и выше с заметной скоростью протекает окисление SeO₃²⁻ до SeO₄²⁻ в растворе



Фиг. 5. Зависимость соосаждения Se с гидроокисью Fe в зависимости от валентности и величины pH (В. И. Плотников, 1958)

1 — селенит — SeO_3^{2-} ; 2 — селенат — SeO_4^{2-}

* На фиг. 5 по оси ординат вместо «содержание» следует читать соосаждение. кислородом воздуха, и поэтому основной формой растворенного Se в слабощелочных хорошо аэрированных природных водах является селенат-ион.

Известно, что селенат-ион также образует основные соли с ионами Fe^{3+} при гидролизе последнего, но устойчивость их значительно меньше, чем селенитов. По аналогии с основными сульфатами Fe, основные селенаты, по-видимому, более склонны к образованию в кислой среде при pH=3-4. С повышением pH они гидролитически распадаются и гидроокись Fe очищается от селенат-ионов. По В. И. Плотникову (1958) соосаждение селенат-иона с гидроокисью Fe происходит до pH=6, а при более высоких величинах pH резко снижается: (фиг. 5).

Можно предположить, что в условиях осадкообразования и раннего диагенеза в окислительной среде Se в виде селенат-иона слабо ассоциирован с гидроокисью Fe и в составе гидроокиси имеется лишь незначительное количество основных селенатов (основных сульфатов еще меньше). В силу это-

го мы не наблюдаем высоких концентраций Se в красных глубоководных глинах. Небольшое обогащение железо-марганцевых конкреций Se как раз и обязано наличию в составе гидроокиси Fe красных глин незначительной примеси основных селенатов. Более высокое содержание Se в окисленной пленке осадков кислородной зоны Черного моря по сравнению с красными глинами океана не противоречит этому выводу. Нужно иметь в виду, что окисленный слой изученного района осадков очень тонок, неодинаковой толщины и подстилается восстановленными илами. В этих условиях граница окисленных и восстановленных осадков трудноопределима и в составе гидроокисей Fe может присутствовать Se в форме основных селенитов. Источником Se для обогащения толщи восстановленных осадков является в таком случае растворенный селенат морской воды. Механизм поступления Se в восстановленные донные отложения кислородной зоны такой же, как и серы в виде сульфата: в результате восстановительных процессов в толще илов содержание растворенных сульфатов (и селенатов) в иловой воде уменьшается, следствием чего является их диффузия в осадки из наддонной воды. Следует только иметь в виду и существенное отличие окислительно-восстановительной системы Se от системы S. Если восстановление сульфатов в природных процессах, в частности в море, происходит исключительно микробиологическим путем, то система Se в этом отношении значительно «мягче» и восстановление селенатов до селенитов и особенно последних до элементарного Se возможно, повидимому, абиогенным путем в связи с изменением окислительно-восстановительных свойств среды.

Таблица 4

Глубина.	Eh,	мв	Кислород.	Серово	дород, мл/л
ж	1964 г.	1955 г.	1964 г.	1964 r.	за многие годы
$ \begin{array}{r} 10\\ 50\\ 100\\ 150\\ 200\\ 300\\ 500\\ 1000\\ 1500\\ 2000\\ \end{array} $	$\begin{array}{c} +413 \\ +412 \\ +398 \\ +176 \\ -100 \\ -144 \\ -162 \\ -164 \\ -165 \\ -172 \end{array}$	$ \begin{array}{r} +395 \\ +404 \\ +340 \\ -26 \\ -88 \\ -139 \\ -170 \\ -142 \\ -143 \\ -200 \end{array} $	6,53 4,18 0,31 0,10 0,04 0	0,21 0,64 1,70 3,30 5,17 5,87 6,58	$\begin{array}{c} 0,12\\ 0,50\\ 1,52\\ 3,26\\ 5,50\\ 6,21\\ 6,24\end{array}$

Сравнительные средние	данные по	окислительно-	восстано	вительном	у потенциалу,
содержанию	кислорода	и сероводорода	в воде	Черного м	коря
_	(Б. А. Ci	сопинцев и др.	. 1966)		-

В глубоководной зоне Черного моря уже на глубинах 100—150 *м*, где Еh с приближением к сероводородной зоне снижается до +0,17 *в* (табл. 4), отношение селенат- и селенит-ионов составляет 10^{-8} , т. е. селенат в воде практически отсутствует. В переходной зоне моря на контакте кислородных и сероводородных вод на глубинах 150—200 *м* при Eh = +0,17—0,10 *в* интенсивно протекает восстановление селенит-иона до элементарного Se

 $Se + 6OH^{-} = SeO_{3}^{2-} + 3H_{0}O + 4\bar{e};$

$$\begin{split} \mathrm{Eh} &= \mathrm{E}^{0} + \frac{0,059}{4} \lg \frac{a_{\mathrm{SeO}^{2-}_{3}}}{a_{\mathrm{Se}^{0}}a_{\mathrm{OH}^{-}}^{6}}, \ \mathrm{rge} \ \mathrm{E}^{0} &= -0,366s, \\ & \lg a_{\mathrm{SeO}^{2-}_{3}} = \frac{\mathrm{Eh} - \mathrm{E}^{0} - 0,09\mathrm{pOH}}{0,015} \ . \end{split}$$

При pH=8 и Eh=+0,17 в селенит-ион еще может существовать, но уже при Eh=-0,10 в на глубинах 200 м $a_{se02} = 10^{-19}$, т. е. Se находится, исключительно в элементарном состоянии. В этих условиях происходит выделение Se из раствора и уменьшение его концентрации в воде. Данные по содержанию растворенного Se в природных водах (Сидельникова, 1973) показывают, что концентрация его в водах с восстановительными условиями на один-два порядка меньше, чем в окислительных.

Аналогично всей водной толще Черного моря происходит превращение форм Se и в осадках кислородной зоны. Под верхним окисленным слоем с характерными для него высокими значениями Eh происходят интенсивные восстановительные процессы. Значения окислительно-восстановительного потенциала в пределах 1-2 см изменяются от +500 мв до 0 и даже отрицательных значений, а появление свободного H₂S на горизонтах 50—100 см под поверхностью дна приводит к снижению Eh до -300 мв. Разница лишь в том, что переходная зона от высоких положительных значений Eh до отрицательных в водной толще занимает по мощности около 100 м, тогда как в осадках она подчас ограничена 10-20 см (а иногда и менее).

СЕЛЕН В ТОЛЩЕ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОСАДКОВ СЕРОВОДОРОДНОЙ ЗОНЫ Моря

Как известно, черноморские осадки на глубинах более 150—200 м формируются в анаэробной сероводородной зоне. Стратиграфическое расчленение тлубоководных осадков Черного моря провели А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов (1938) и до сих пор используют исследователи. По вертикали от поверхности в глубину выделены три слоя отложений: современные, древнечерноморские и новоевксинские. Современные осадки глубоководной котловины моря представлены в зависимости от содержания карбоната кальция глинистыми (СаСО3 < 30%), глинисто- $(CaCO_{s}=30-50\%)$ известковыми И известково-глинистыми илами (CaCO₃>50%). Только в юго-восточном углу моря в области антициклонического круговорота современные осадки представлены чередующимися слоями глинистого ила и алеврита (иногда песка). Древнечерноморские отложения представлены двумя типами: глинистыми и сапропелевыми илами. Последние малокарбонатны и характеризуются очень высоким содержанием органического вещества (до 20% на Сорг). Новоевксинские отложения в их изученной части (12 м, абсолютный возраст 20-25 тыс. лет) также малокарбонатны и представлены глинистыми илами, содержащими в некоторых районах прослои алевритов и песков. Как правило, самый верх новоевксинских илов имеет более высокое содержание СаСО₃ и по типу относится к глинисто-известковым илам. Возраст слоя древнечерноморских и современных осадков около 8 тыс. лет, собственно современных — около 3 тыс. лет. Сейчас можно считать доказанным, что Черное море в новоевксинское время не имело сероводородного заражения и было солоноватым бассейном с хлорностью воды примерно в трое меньше современной.

Распределение Se было изучено в 10 колонках глубоководных осадков из разных районов. Все колонки охватывают полностью современные и древнечерноморские отложения и верх новоевксинских в разной степени в зависимости от длины колонок (155—970 см).

Закономерности распределения Se по вертикали глубоководных осадков одинаковы во всех изученных колонках, поэтому для иллюстрации мы приводим распределение Se только по двум колонкам (фиг. 6). Колонка станции 4751 взята в центральной части моря на глубине 2220 м в области раздела халистаз черноморских течений. Современные осадки здесь малокарбонатны, представлены глинистым илом с невысокими для Черного моря содержаниями органического вещества. Для этой колонки ранее было изучено распределение форм соединений S (Волков, 1964). Колонка станции 1567 получена с той же глубины вблизи материкового склона Анатолийского побережья. Современные осадки представляют собой переслаивающиеся глинистые и известковые илы с высоким содержанием органического вещества. В слое древнечерноморских осадков (очень мощном) происходит неоднократная смена глинистых и сапропелевых илов, что, возможно, свидетельствует о наложении оползней на нормальный ход осадконакопления.

Несмотря на внешние различия и непохожесть, закономерности распределения Se в обеих колонках принципиально одинаковы. В пределах



Фиг. 6. Распределение Se по вертикали глубоководных осадков сероводородной зоны моря Условные обозначения см. фиг. 4

современных и древнечерноморских осадков содержание Se остается высоким и наблюдаемые максимумы связаны во всех случаях с повышением содержания органического вещества. Однако пропорциональная зависимость между содержаниями Se и C_{орг} отсутствует. В колонке 4751 наблюдается также корреляция между Se и суммой производных сероводорода (ΣS_{Hs}), которая в черноморских глубоководных осадках на 80% и более представлена пиритом. С переходом к новоевксинским осадкам содержание Se уменьшается и, оставаясь сравнительно невысоким, мало изменяется по вертикали.

Чтобы выявить общие закономерности распределения Se в толще глубоководных отложений, были подсчитаны средневзвешенные содержания в каждой из 10 колонок отдельно в современных, древнечерноморских и новоевксинских осадках в натуральном веществе и в пересчете на бескарбонатное вещество осадков. Данные по отдельным колонкам были затем суммированы и осреднены (табл. 5). Средние данные показывают ту же закономерность, которая видна на фит. 6 по отдельным колонкам. Распределение Se по вертикальному разрезу черноморских отложений неоднородно. Современные и древнечерноморские отложения глубоководной впадины резко обогащены Se по сравнению с новоевксинскими, что особенно заметно по величинам относительных концентраций.

По характеру распределения в толще глубоководных отложений сероводородной зоны Se входит в подгруппу органического вещества. Для элементов этой подгруппы, включающей также Mo, Co, Ni, Cu, характерно увеличение содержания в слоях древнечерноморских и современных осадков по сравнению с новоевксинскими и ярко выраженный мак-

Осадки		Число образцов	Se, 10-4% От — до Среднее	Относительная концентрация
Современные	б	16	$\frac{\underbrace{0,5-3,8}{1,7}}{\underbrace{0,6-10,2}{3,8}}$	7,6
Древнечерноморские	а б	32 •	$\frac{\underbrace{0,6-7,3}{3,3}}{\underbrace{0,7-10,0}{4,5}}$	9,0
Сапропелевые	а б	15	$\frac{2,7-7,3}{4,8}\\\frac{3,0-8,3}{5,6}$	11,2
Глинистые и известково- глинистые	a G	17	$\frac{\underbrace{0,6-3,9}{1,6}}{\underbrace{0,7-10,0}{3,2}}$	6,4
Новоевксинские	а б	41	$ \frac{\begin{array}{c} 0,3-1,0\\ 0,4\\ 0,3-1,0\\ 0,5\\ \end{array}}{} $	1,0
		1		1

Распределение Se в толще глубоководных осадков Черного моря (данные только по колонкам осадков)

Примечание: а — в натуральном веществе осадков; 6 — в расчете на бескарбонатное вещество.

симум концентрации в слое сапропелевых илов древнечерноморских отложений (Волков, 1973). Это наглядно показано на фиг. 7. По новым данным, аналогичный характер распределения имеет As.

Среднее содержание Se максимально в древнечерноморских отложениях. Оно обеспечивается хорошо выраженным максимумом, наблюдае-



Фиг. 7. Относительные концентрации Se и других элементов в толще глубоководных осадков сероводородной зоны моря (среднее содержание в новоевксинских осадках принято за 1)

мым в прослоях сапропелевого ила, богатого органическим веществом и сульфидами Fe. Глинистые и известково-глинистые илы древнечерноморских отложений по интервалу содержаний Se и средним данным мало отличаются современных OT Сапропелевые осадков. илы древнечерноморских отложений представляют собой наиболее удобный объект для детального изучения связи Se с органическим веществом и восстановленными формами S в. осадках. Решение этого вопроса позволит понять механизм обогащения современных И древнечерноморских осадков Se и выяснить формы его нахождения. Ответ на него затруднен, поскольку карты-схемы распределений в поверхностном слое углерода органиче-



Фиг. 8. Зависимость содержания Se в сапропелевых илах от концентрации органического вещества (а) и суммы производных H₂S (б)

ского вещества, пиритной S и суммы производных сероводорода (Остроумов и др., 1961; Страхов и др., 1971) совпадают с таковой Se. При распределении по вертикали максимумы C_{opr} , $\Sigma S_{H,S}$ и Se также совпадают и находятся в сапропелевых илах (фигуры 6, 7). Таким образом, решение вопроса о формах нахождения Se в осадках сероводородной зоны и механизме обогащения этих осадков Se возможно путем прямого определения его в выделенных сульфидах черноморских осадков либо во фракциях органического вещества. Последнее практически нереально, учитывая высокую летучесть соединений Se из растворов.

Прежде всего была изучена взаимосвязь Se и органического вещества. Расчет, проведенный для 15 образцов сапропелевых илов из различных колонок осадков, показал, что корреляция между содержаниями Se и C_{opr} отсутствует (коэффициент корреляция r = -0,05) (фиг. 8, *a*). В этих образцах сапропелевых илов было определено содержание суммы восстановленных форм серы — ΣS_{Hs} (сумма сульфидной, свободной, пиритной и органической серы). Содержание ΣS_{Hs} было сопоставлено с Se (фиг. 8, *б*); между ними наблюдается отчетливая корреляция (r=0,39). Интересно в связи с этим заметить, что коэффициент корреляции между ΣS_{Hs} и C_{opr} для сапропелевых илов, высчитанный ранее (Волков, 1973), как и у Se равен —0,05.

Чтобы подтвердить, что корреляция между Se и восстановленной S не формальная, а обязана их взаимосвязи в осадках, содержание Se было определено в нескольких образцах микроконкреций пирита и магнитном сульфиде и параллельно во вмещающих илах сероводородной зоны моря (табл. 6). Пирит со станции 711 выделен из современных осадков, остальные пробы относятся к новоевксинским отложениям

Таблица 6

		Se, 1	Коэффициент обо-			
Номер станции	Горизонт, см	сульфид		вмещающий ил	гащения	
1635 1665 1666-1 1679 1679 711	$ \begin{array}{c} 1-6\\ 2-17\\ 2-12\\ 2-15\\ 2-15\\ 0-15 \end{array} $	Пирит » » Магнитный сульфид Пирит	27,1 24,0 11,4 12,5 6,7 20,3	0,6 0,6 0,4 0,3 0,3 1,3	45 40 29 42 22 16	
	Среднее		17,0	0,5	34	

Распределение Se в сульфидах Fe из осадков Черного моря

51

4*

(Волков и др., 1971). Полученные данные показывают, что сульфиды Fe сильно обогащены Se по сравнению с вмещающими илами. Если учесть, что глубоководные осадки сероводородной зоны моря содержат около 2% пирита (и более), то, исходя из приведенных в табл. 6 коэффициентов обогащения, в среднем около 70% Se осадков находится в составе пирита. Для отдельных образцов, где коэффициенты обогащения 40 и более, можно говорить, что практически весь Se осадков находится в составе пирита или других сульфидов. По величине коэффициентов обогащения пирита Se значительно опережает Cu, Ni, Co, Mo, уступая As (Волков, Фомина, 1972).

Вышеприведенный материал позволяет с уверенностью полагать, что основной формой существования Se в глубоководных осадках сероводородной зоны моря является присутствие его в составе пирита, где он изоморфно замещает S.

ПОВЕДЕНИЕ СЕЛЕНА В ХОДЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ Черного моря

Сравнение содержания Se в осадках кислородной и сероводородной зон Черного моря с кларками элемента в породах Земли показывает, что современные глубоководные осадки сероводородной зоны сильно обогащены Se. Прежде всего следует ваметить, что обогащение глубоководных осадков моря началось только в посленовоевксинское время, г. е. с момента появления сероводородного заражения в наддонной воде. Если глубоководные и мелководные осадки моря в новоевксинское время имели одинаковые содержания Se $(0,5 \cdot 10^{-4}\%)$, близкие или равные среднему содержанию в осадочных породах $(0,6 \cdot 10^{-4}\%)$, то с переходом к древнечерноморским и современным осадкам в кислородной области моря содержание Se увеличилось в среднем в 1,5 раза, а глубоководные осадки соответственно обогатились в 8—9 раз (таблицы 2,5).

Таблица 7

	Среднее сол	цержание Se,	Фактор обогащения осадков сероводо-		
	10	-•%	родной зоны		
Осадки	кислородная зона	сероводородная зона	Se	Мо	Copr
Современные	0,7	3,8	5,4	13,5	2,8
Древнечерноморские	0,8	4,5	5,6	13,0	3,1
Новоевксинские	0,5	0,5	1,0	1,8	1,1

Обогащение Se осадков сероводородной зоны Черного моря *

• Все данные в расчете на бескарбонатное вещество.

В табл. 7 сопоставлены содержания Se в осадках кислородной и сероводородной зон и приведен фактор обогащения осадков сероводородной зоны по сравнению с кислородной. Для сравнения даны аналогичные величины органического вещества и Мо. Для Se (как для C_{орг} и Мо) факторы обогащения глубоководных осадков в древнечерноморское и современное время можно считать одинаковыми. Накопление Se в глубоководных осадках происходит в 5,5 раз интенсивнее, чем в новоевксинское время.

Основными факторами, определившими геохимическую эволюцию Черного моря в голоцене, явились: осолонение бассейна за счет поступления через Босфор средиземноморских вод, уменьшение скорости осадкообразования в древнечерноморское и современное время по сравнению с новоевксинским, усиление накопления органического вещества и карбонатонакопления в осадках, появление и стабилизация сероводородного заражения в воде и в связи с этим изменение характера распределения в водной толще бассейна многих элементов, в первую очередь имеющих переменную валентность (Страхов, 1971; Волков, 1973).

Уменьшение скорости осадкообразования в посленовоевксинское время и усиление степени дифференциации осадочного материала в водоеме, безусловно, сказалось положительно для всех геохимически подвижных элементов, но не могло в такой степени увеличить концентрацию Se в глубоководных осадках. Основанием для этого утверждения служит сравнение содержаний Se в новоевксинских глубоководных и мелководных осадках. Как было показано выше, они равны, что говорит о практической независимости Se от дифференциации терригенной взвеси в бассейне с кислородным режимом. Подтверждение этому мы находим в осадках Тихого океана, где распределение Se по профилю от берегов Японии в пелагиаль не связано с изменением гранулометрии осадков (Соколова, Пилипчук, 1973; Волков и др., 1974).

Резкое увеличение содержания Se в глубоководных осадках сероводородной зоны связано с процессами, происходящими в водной толще бассейна и приводящими к увеличению гидрогенной составляющей в общей массе Se, поступающего в донные отложения с осаждающимся материалом.

Следует отметить, что из-за недостаточных сведений о содержании Se в воде морей и океанов мы не можем судить о роли средиземноморских вод, поступающих в Черное море через Босфор, как о новом, появившемся в посленовоевксинское время источнике поступления растворенного Se в Черное море, аналогично тому, как это установлено для Мо (Волков, 1973; Волков и др., 1973).

Более подробного обсуждения требуют такие факторы, как роль органического вещества и появление сероводородного заражения в водной толще бассейна.

Обогащение древнечерноморских и современных осадков Se происходит параллельно с ростом содержания органического вещества в донных отложениях. Это наблюдается в мелководных осадках кислородной зоны и глубоководных сероводородной зоны моря, причем в последних обогащение органическим веществом и Se выражено наиболее ярко. Однако вряд ли правомерно считать, что накопление Se в осадках в значительной степени обязано его поступлению с органическим веществом, где он в какой-то мере накапливается (по сравнению с морской водой) в процессе жизнедеятельности организмов. Прямые данные по содержанию Se в морских организмах отсутствуют. Если данный факт играет заметную роль в геохимии Se морских осадков, то это можно проверить по изменению Se/Copr в донных отложениях. Учитывая, что основная масса органического вещества осадков имеет планктонное происхождение, естественно предположить, что прибрежные мелководные осадки кислородной зоны, в которые органическое вещество попадает в менее минерализованном состоянии, должны иметь более высокие значения Se/Copr по сравнению с глубоководными осадками пелагиали. Это справедливо при условии, что соединения Se (как и S) при разложении органического вещества минерализуются и переходят в окружающую воду быстрее по сравнению с С. В действительности наблюдается обратная картина: осадки кислородной зоны имеют пониженные Se/Copr по сравнению с глубоководными осадками (табл. 8).

Этому положению противоречат и данные распределения Se и C_{opr} в осадках Тихого океана (Соколова, Пилипчук, 1973; Волков и др., 1974). Se/ C_{opr} в тихоокеанских осадках изменяется в пределах (4—33)·10⁻⁵. Его высокие значения (20—30)·10⁻⁵ наблюдаются в пелагических красных глинах, куда органическое вещество попадает в наиболее минера-

лизованной форме по сравнению с прибрежными отложениями. Таким образом, роль прижизненного накопления Se в организмах не может служить объяснением наблюдаемого концентрирования Se в морских осадках, богатых органическим веществом.

Высказывалось мнение о возможности извлечения Se из морской воды отмершим органическим веществом в процессе седиментации и переводе его таким путем в осадки (Соколова, Пилипчук, 1973). Не отрицая принципиально возможности такого процесса, заметим, что предположение о его теохимическом значении носит чисто умозрительный характер и фактически не подтверждено. В случае заметной роли сорбционного извлечения Se органическим детритом следует предположить

Таблица 8

Отношение Se/C_{орг} · 10⁻⁵ в осадках Черного моря (средние данные) по зонам

· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	Зоны			
Осадки	кисло- родная	серо- водо- родная		
Современные Древнечерноморские Новоевксинские	$3,5 \\ 2,9 \\ 7,7$	6,8 5,1 5,7		

возможность увеличения относительного содержания его по сравнению с органическим веществом в глубоководных пелагических осадках, т. е. увеличения Se/C_{орг} за счет более длительного контакта органического детрита с морской водой в ходе седиментации. Фактически же в осадках Черного моря максимальное Se/C_{орг} мы наблюдаем в новоевксинских осадках кислородной зоны (т. е. мелководных). В поверхност-

ном слое осадков Черного моря отношение это непрерывно уменьшается при переходе от прибрежных мелководных песков к пелагическим известково-глинистым илам, о чем можно судить по изменению относительных концентраций C_{opr} и Se в поверхностных осадках (фиг. 3). Наконец, как было показано выше (фиг. 8), в одновозрастных сапропелевых илах древнечерноморских отложений, сильно обогащенных органическим веществом, Se/C_{opr} подвержено очень большим и незакономерным колебаниям. Что же касается осадков Тихого океана, то при сравнительно однородном распределении C_{opr} в каждой из изученных колонок содержание Se изменяется в значительных пределах и Se/C_{opr} по колонкам колеблется в прибрежных осадках в пределах (4—17) $\cdot 10^{-5}$, в пелагических красных глинах (7—33) $\cdot 10^{-5}$. Все приведенные данные свидетельствуют, что выявить какие-то критерии прямой генетической связи и надежных корреляций между Se и органическим веществом не представляется возможным.

Между тем роль органического вещества для теохимии Se в современных морских осадках огромна. Проявляется она не в прямой связи Se с органическим веществом в ходе седиментации, а через диагенетические процессы при возникновении восстановительных условий в осадках.

На примере осадков северо-западной части Тихого океана было показано, что окислительные условия среды осадкообразования и диагенеза не благоприятны для накопления Se в донных отложениях. В сплошь окисленных красных глубоководных глинах океана наблюдаются минимальные концентрации Se в 3—6 раз меньшие кларка его в осадочных породах. С приближением к берегу и увеличением органического вещества в осадках, при возникновении в толще осадков в ходе диагенеза восстановительных условий содержание Se в восстановленной зоне возрастает и достигает максимума в прибрежных отложениях с высоким содержанием органического вещества и интенсивным процессом сульфатредукции. Механизм процесса, приводящего к накоплению Se в восстановленных осадках, заключается в восстановлении селената в толще отложений, превращении его в селенит и затем элементарный Se. Последний включается в состав сульфидов Fe, главным образом пирита, изоморфно замещая в нем S.

Осадки Черного моря в новоевксинское время характеризовались невысоким содержанием органического вещества и относительно слабым развитием восстановительного процесса, сравнимым с таковым для осадков переходной зоны океана. Поэтому содержание Se в них находится на уровне кларкового в осадочных породах аналогично переходным осадкам Тихого океана. Особого внимания, на наш взгляд, для геохимии Se в современных морских осадках вообще заслуживает тот факт, что содержание Se в новоевксинское время было одинаковым в мелководных и глубоководных осадках (табл. 7), что вполне объяснимо, если учесть практически равные концентрации органического вещества и, следовательно, близкую интенсивность восстановительного диатенетического процесса. Этот факт еще раз подчеркивает, что в нормально аэрируемом бассейне Se ведет себя независимо от дифференциации терригенного осадочного материала, поскольку основной формой его в кислородосодержащей воде является хорошо растворимый селенат-ион (Страхов и др., 1973; Волков и др., 1974).

Геохимическое поведение Se резко иное в условиях анаэробного, содержащего H₂S бассейна, каким стало Черное море с древнечерноморского времени. В толще вод создались условия для восстановления селенат-иона до селенита и элементарного Se. Коллоидный элементарный Se соосаждается с осадкообразующей взвесью, причем, естественно, лучшим соосадителем является наиболее тонкая взвесь, заносимая в центры халистаз восточной и западной частей моря. Восстановительная среда сероводородной зоны моря, приводящая к переходу Se во взвешенное состояние и ускоренному переводу его в осадки, должна также привести к уменьшению содержания общего Se в воде. Аналогичная судьба и у Se, поступающего в сероводородную зону Черного моря вместе с высокосолеными средиземноморскими водами через Босфор. Оценить их вклад в баланс элемента в бассейне мы пока не можем, но с достаточной уверенностью предполатаем, что воды нижнего Босфорского течения являются дополнительным источником растворенного Se, поступающего в Черное море в посленовоевксинское время, как это было установлено для Мо.

Замена форм состояния Se в воде — хорошо растворимый селенат на взвешенный элементарный Se — приводит к тому, что последний включается в группу элементов, мигрирующих в форме взвесей, и вследствие этого подчиняется общим закономерностям механического фракционирования взвесей. Поэтому и наблюдается сходство распределения Se в поверхностном слое осадков Черного моря с другими геохимически подвижными элементами.

Как отмечалось, основной формой Se в осадках сероводородной зоны моря является его присутствие в составе пирита. Связь Se с сульфидами Fe зарождается частично, еще в водной толще сероводородной зоны и значительно усиливается в ходе диагенеза осадков.

Результатом перечисленных процессов, происходящих в воде сероводородной зоны, явилось значительное обогащение современных глубоководных осадков Se по сравнению с мелководными осадками Черного моря, глубоководными осадками новоевксинского времени и донными отложениями других нормально аэрируемых бассейнов.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М. Л., Госгеолиздат, 1938.

Баас-Беккинг Л. Г. М., Каплан И. Р., Мур Д. Пределы колебачий рН и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред.— В сб.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1963.

за. М., ИЛ, 1963. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в горных породах.— Геохимия, 1962, № 7.

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

- Волков И. И. Закономерности образования и химический состав конкреций сульфидов железа в осадках Черного моря. Тр. ИО АН СССР. М., 1964, т. 67.
- Волков И. И. Химические элементы в толще глубоководных осадков Черного моря. Тр. ИО АН СССР. М., 1973, т. 63.
- Волков И. И., Розанов А. Г., Ягодинская Т. А. Микроконкреции пирита в осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 1. Волков И. И., Севастьянов В. Ф. Перераспределение химических элементов в диаге-
- Волков И. И., Севастьянов В. Ф. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря.— В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Волков И. И., Соколова Е. Г., Тихомирова А. А., Пилипчук М. Ф. Молибден в воде Атлантического океана и Средиземного моря.— Геохимия, 1973, № 3. Волков И. И., Соколов В. С., Соколова Е. Г., Пилипчук М. Ф. Редкие и рассеянные
- Волков И. И., Соколов В. С., Соколова Е. Г., Пилипчук М. Ф. Редкие и рассеянные элементы в осадках северо-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 2.
- Волков И. И., Фомина Л. С. Роль сульфидов железа в накоплении микроэлементов в осадках Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2.
- Ковальский В. В., Ермаков В. В. Биогеохимическая селеновая провинция Тувы.— Геохимия, 1967, № 1.
- Остроумов Э. А., Волков И. И., Фомина Л. С. Распределение форм соединений серы в донных отложениях Черного моря.— Тр. ИО АН СССР. М., 1961, т. 50.
- Плотников В. И. Соосаждение малых количеств селена с гидроокисью железа.— Ж. неорг. химии, 1958, т. 3, № 8.
- Сидельникова В. Д. Селен в пустынных геохимических ландшафтах.— В сб.: Геохимия ландшафтов и процессы гипергенеза. М., «Наука», 1973.
- Скопинцев Б. А., Роменская Н. Н., Смирнов Э. В. Новые определения окислительновосстановительного потенциала в воде Черного моря.— Океанология, 1966, т. 6, № 5.
- Соколова Е. Г. Определение микрограммовых количеств селена в морских осадках.— В сб.: Химический анализ морских осадков. М., «Наука», 1975.
- Соколова Е. Г., Пилипчук М. Ф. Селен в современных осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 3.
- Соколова Н. Г., Пилипчук М. Ф. К геохимии селена в отложениях северо-западной части Тихого океана.— Геохимия, 1973, № 10.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 3. Страхов Н. М., Белова И. В., Глаголева М. А., Лубченко И. Ю. Распределение и
- Страхов Н. М., Белова И. В., Глаголева М. А., Лубченко И. Ю. Распределение и формы нахождения элементов в современных черноморских осадках.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 2.
- Страхов Н. М., Волков И. И., Лисицына Н. А. К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане (Японский профиль).— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3.
- Чухланцев В. Г., Томашевский Г. П. Растворимость селенитов некоторых металлов.— Ж. аналит. химии, 1957, т. 12, № 3.
- Lakin H. W. Geochemistry of Selenium in Relation to Agriculture.— Agriculture Handbook, № 200. Agricultural Res. Service U. S. Department of Agriculture, Washington, 1961.
- Lakin N. W., Trites A. The behaviour of selenium in the zone of oxidation.— Symp. de exploration geoquimica. Mexico, 1958.
- Williams K. T., Byers H. G. Selenium in deep-sea deposits.—Indian Eng. Chem., N. Ed., 1935, v. 13, № 17.

Институт океанологии АН СССР, Москва

Дата поступления 7.Х.1974

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 1, 1976 г.

УДК 551.491.81:552.14

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАЦИАЛЬНЫЕ СРЕДЫ Современного осадконакопления колхиды и направление преобразования минерального вещества в процессе седиментогенеза

В. П. ЗВЕРЕВ, П. П. ТИМОФЕЕВ

В пределах Колхиды установлен широкий комплекс фациальных гидрогеохимических сред, в условиях которых происходит постоянное интенсивное накопление минерального вещества, поступающего с Кавказской и Аджаро-Имеретинской горных систем. В Колхиде выделены русловые, старичные, болотные, озерные, лагунные и морские гидрогеохимические фациальные среды, которые характеризуются изменением pH от 4 до 9, ионной силы природных водных растворов от 0,001 до 0,3 и значительными колебаниями в содержании химических элементов (K, Na, Mg, Ca, Si), входящих в состав основных породообразующих минералов. Приводятся результаты термодинамических расчетов сравнительной агрессивности поверхностных вод, в среде которых осуществляется перенос и седиментация по отношению к характерным минералам групп оливина, пироксенов, амфиболов, плагиоклазов, слюд и глин. Для выделенных сред на основании термодинамического анализа показаны основные направления преобразования минерального вещестьа в ходе современного осадконакопления Колхиды.

Формирование осадочных горных пород рассматривается в работах советских литологов (Вассоевич, 1957; Рухин, 1961; Страхов, 1963; Коссовская, Шутов, 1963; Логвиненко, 1968; Тимофеев, 1970) как сложный естественноисторический процесс, протекающий в условиях постоянного присутствия жидкой фазы — природных вод, которые, взаимодействуя с минеральным веществом, являются основным механизмом его изменения (Degens, 1965).

Особенно интенсивно это взаимодействие осуществляется в процессе мобилизации вещества на водосборных площадях, во время его транспортировки и накопления в конечных водоемах стока, а также в процессе диагенеза.

Наиболее полно изучено взаимодействие природных вод с горными породами в процессе химического выветривания (Гинзбург, 1963; Келлер, 1963; Feth e. a., 1964; Педро, 1971; Garrels, Mackenzie, 1967; Loughnan, 1969; Лисицына, 1973; Расеs, 1973; Карпов и др., 1974; Fritz, Tardy, 1974, и др.). Много работ посвящено и особенностям взаимодействия минерального вещества с поровыми водами в процессе диагенеза (Крюков, 1971; Шишкина, 1972; Лисицын, 1974, и др.).

Задача настоящей работы заключается в изучении гидрогеохимических особенностей бассейнов современного осадконакопления, а также в попытке термодинамически оценить направление преобразования минерального вещества, поступающего в эти водоемы. По Г. Мюллеру (1971), подобные преобразования вещества в пресноводной обстановке называются акватолизом, а в соленых водах — гальмиролизом. Задача выполнялась на конкретном природном объекте — Колхидской низменности (юго-западный Кавказ) с окружающим его горным обрамлением и прилегающими участками акватории Черного моря. В геологическом отношении это типичный межгорный прогиб между горноскладчатыми областями Большого и Малого Кавказа.

Современная Колхидская низменность длительное время испытывает значительное опускание, протекающее на фоне интенсивного поднятия окружающих ее частей Большого и Малого Кавказа, являющихся областями мобилизации вещества, накапливающегося в Колхиде. В результате этого в пределах Колхидской низменности, начиная с мела, образованы мощные толщи осадков.

Сейчас в центральных и прибрежных частях низменности в условиях влажного субтропического климата широко развиты низинные болота, а также озерные и лагунные водоемы. Все это определяет своеобразный и специфический характер современного осадконакопления Колхиды, протекающего в разнообразных гидрогеохимических условиях.

С 1965 г. в Колхидской низменности ГИН АН СССР проводит комплексные исследования современных процессов седиментогенеза и литогенеза. В 1971—1974 гг. обследованы разнообразные водопроявления, в результате чего отобраны пробы всех типов поверхностных (речных, старичных, озерных, болотных, лагунных, морских) вод, а также атмосферных осадков и временных поверхностных водотоков и водоемов, в которых на месте определяли содержание неустойчивых компонентов и геохимические показатели среды. рН определяли батарейным потенциометром рН-47М с комбинированным датчиком ЭСКЛ-07 и потенциометром ППМ-03М1 с комбинированным датчиком ЭСКЛ-05, Eh — также потенциометром ППМ-03М1 при помощи комбинированного датчика ЭТПК-03М. Полный химический анализ отобранных проб воды осуществляли в гидрохимической лаборатории Института курортологии под руководством В. А. Морозовой.

В настоящей работе использованы и результаты многолетних режимных наблюдений за химическим составом атмосферных и поверхностных вод. Эти наблюдения выполнены Управлением гидрометслужбы ГССР.

Речные системы горноскладчатых областей Большого и Малого Кавказа являются основным механизмом транспортировки продуктов выветривания к участкам современного осадконакопления в Колхидской низменности в местах ее сопряжения с горными сооружениями. Гидрогеохимические закономерности мобилизации вещества, происходящей при взаимодействии атмосферных осадков, временных поверхностных водотоков и подземных вод зоны активного водообмена с горными породами, рассмотрены В. П. Зверевым в другой работе. Показано, что воды атмосферных осадков и временных поверхностных водотоков весьма агрессивны по отношению ко всем породообразующим минералам. Дальнейшее преобразование минерального вещества происходит уже во время транспортировки в реках. При этом горные части рек можно рассматривать в основном как механизм транспортировки, в то время как равнинные части носят уже четкую двойную функцию. С одной стороны, это среды, в которых осуществляется транспортировка, с другой — среды современного осадконакопления русловых и пойменных фаций.

Формирование химического состава речных вод осуществляется в результате взаимодействия ряда процессов: поступления растворенных веществ, содержащихся в атмосферных осадках, выноса растворенных соединений временными ливневыми потоками, привноса солей с подземными водами, являющимися основным источником их питания. Особенности химического состава речных вод в значительной мере связаны с ландшафтным положением и теологоструктурными особенностями водосборного бассейна. В связи с этим в пределах западной Грузии можно выделить три основные провинции, характеризующиеся различными гидрохимическими режимами: южный склон Большого Кавказа, Аджаро-Имеретинскую горноскладчатую зону, собственно Колхидскую низменность.

Речные воды западной Грузии обычно гидрокарбонатного кальциевого состава, однако минерализация, содержания основных компонентов и pH речных вод выделенных провинций различны. Так, на южном склоне Большого Кавказа минерализация речных вод 50—300 *мг/л* при pH 7—8, для Аджаро-Имеретии соответственно 100—200 и 8—8,5, для Колхиды 200—500 и 7,5—8 (табл. 1, 2, 3).

Разнообразие в химическом составе рек в первую очередь определяется литологическим составом наиболее распространенных в бассейне горных пород, так как для выделенных провинций влияние климата практически однозначно. Для выявления особенностей химического состава рек, дренирующих различные литологические комплексы, рассмотрен ряд речных бассейнов площадью 100—300 км², в пределах которых наиболее распространены гранитоиды и кристаллические сланцы палеозоя — докембрия (бассейн р. Гвандры), глинистые сланцы и песчаники средней и нижней юры (бассейн р. Мулхуры), порфириты, их туфы, туфобрекчии, туфопесчаники и глины морских вулканогенно-осадочных отложений байоса (верховье р. Хоби), известняки и доломиты неокома и лузитана (бассейн р. Черной), туфобрекчии, туфы, андезиты, туфопесчаники среднезоценовых морских вулканогенно-осадочных отложений (верховье р. Супсы). Рассмотрен также бассейн р. Чхеримела, который сложен комплексом разновозрастных отложений — от морских вулканогенно-осадочных байоса до морских верхнего и среднего миоцена, включая карбонатные породы верхнего и нижнего мела.

Бассейны названных рек наиболее характерны для своих ландшафтных, литологических и геологоструктурных условий, поэтому особенности химического состава и режима этих рек справедливы и для бассейнов других рек западной Грузии, находящихся в подобных условиях (фиг. 1).

Наиболее низкой минерализацией характеризуются реки, дренирующие кристаллические и вулканогенно-осадочные породы. Так, для р. Гвандры средняя минерализация воды 57,7, а для р. Супсы — 81,1 *мг/л*. Для р. Гвандры отмечены наиболее низкие средние концентрации всех катионов и Cl-, который практически имеет только атмосферное происхождение. Содержание SiO2 в р. Гвандре в среднем 8,0 мг/л. Химический состав р. Гвандры относительно выдержан во времени, происходит лишь уменьшение минерализации в летние месяцы, во время интенсивного снеготаяния в горах. Река Сулса характеризуется более высоким содержанием Na, Mg, Ca, что, видимо, связано с более интенсивными процессами химического выветривания. Река Супса имеет наиболее высокие в западной Грузии средние концентрации SiO₂ в реках — до 9,0 *мг/л*. В течение года состав воды в р. Супсе и ее бассейне довольно выдержан. Максимальные величины минерализации и большинства ионов отмечены в зимнюю межень, когда реки переходят на подземное питание, минимальные — весной, во время снеготаяния.

Реки Мулхура и Цхенисцкали, дренирующие глинистые сланцы юры, имеют сравнительно близкий состав, но поскольку в балансе первой большое значение имеет снеговое питание, минерализация и содержание отдельных ионов в ней ниже. Среди катионов в этих реках преобладает Ca^{2+} , среднее содержание которого в р. Мулхуре 18, в р. Цхенисцкали— 25 *мг/л*. Концентрация Mg²⁺ в обеих реках 7,6 *мг/л*. В р. Мулхуре отмечены более высокие концентрации Na⁺ и Cl⁻, что связано с разгрузкой в ее бассейне минерализованных вод. Для р. Цхенисцкали характерно более высокое по сравнению с другими реками западной Грузии содержание SiO₂ — около 10 *мг/л*. Химический состав вод этих рек и особенно их минерализация претерпевают значительные изменения в течение года.

Таблица 1

Химический состав рек Большого Кавказа

			рН	Еh, + <i>мв</i>	Минера- лизация, <i>мг/л</i> ●	Содержание компонентов, мг/л									
Река	Дата отбора пробы	t⁰, C				К+	Na+	Mg*+	Ca ^s +	CI-	so ₄ ²	нсо3	H₄SiO₄		
Авадхара Черная Амткел Окуми Гализга, верховье То же, низовье Ингури, верховье То же, низовье Гвандра, верховье Кодо- ри Кодори, низовье Цхенисцкали, среднее те- чение Риони, среднее течение То же, низовье	$\begin{array}{c} 17.10.72\\ 19.10.72\\ 3.10.72\\ 6.10.72\\ 15.10.71\\ 16.10.71\\ 19.10.71\\ 21.10.71\\ 3.07.73\\ 3.07.73\\ 3.07.73\\ 11.06.73\\ 7.06.73\\ 3.10.71\\ \end{array}$	7,8 7,8 15,5 14,6 7,0 17,3 8,0 15,0 9,8 17,8 17,8 17,0 15,2 16,0	7,35 7,6 8,25 8,25 7,57 7,9 7,75 7,9 7,45 7,94 8,24 8,24 8,15 8,05	395 395 465 495 415 465 465 425 410 430 420 440 360	89,6 226,0 198,3 250,9 68,0 182,2 161,0 177,0 57,8 86,8 193,8 205,1 240,0	0,3 0,39 0,1 0,3 He onp. * * 1,1 0,75 0,53 0,80 He onp.	9,6 0,74 10,3 15,5 4,0 12,0 6,0 9,0 10,64 7,79 12,03 12,91 6,0	$\begin{array}{c} 0,7\\ 11,7\\ 3,3\\ 7,9\\ 2,0\\ 2,0\\ 6,0\\ 4,0\\ 1,5\\ 2,49\\ 7,3\\ 7,3\\ 7,0\\ \end{array}$	13,8 38,7 38,7 37,9 8,0 38,0 20,0 28,0 28,0 3,6 11,6 . 28,0 32,8 40,0	$\begin{array}{r} 4,4\\ 4,7\\ 19,3\\ 4,6\\ 4,0\\ 10,0\\ 4,0\\ 6,0\\ 2,6\\ 1,5\\ 2,7\\ 2,0\\ 7,0\\ \end{array}$	8,0 2,0 12,0 51,0 5,0 3,2 16,0 18,0 18,9 14,0 23,9 25,5 16,0	48,8 164,7 109,8 124,4 31,0 10,3 81,0 94,0 19,5 48,8 119,4 124,4 124,4 144,0	5,8 4,8 5,6 8,95 14,0 14,0 18,0 18,0 He onp. * 20,0		

* Величина минерализации рассчитана по данным полных химических анализов. В таблицах 1-4 приведены содержания компонентов, необходимых для расчетов характера взаимодействия в системе вода — порода.

Таблица 2

Химический состав рек Аджаро-Имеретии

Река	Дата отбора пробы	1	рН	Eh. +#8	Минера- лизация, <i>мг/л</i>	Содержание компонентов, мг/л								
		<i>t</i> ⁰, C				K+	Na+	Mg*+	Ca ^s +	CI-	so ₄ ²	нсо <mark>з</mark>	H ₄ SIO4	
Супса, верховье Губазеули Хевисцкали, верховье То же, среднее течение То же, низовье Ханисцкали, низовье	26.09.72 27.09.72 30.09.71 30.09.71 3.10.71 7.06 73	17,0 17,5 17,5 16,0 13,7	8,15 8,2 8,25 8,52 8,45 8,05	465 390 370 415 360 425	129,9 105,0 104,0 202,0 207,0 111,8	0,2 0,1 He onp. * 0,40	15,9 0,48 16,0 20,0 22,0 14,6	1,6 3,3 2,0 6,0 6,0 1,9	14,8 12,6 12,0 42,0 40,0 13,2	$ \begin{array}{r} 16,3\\ 18,5\\ 4,0\\ 10,0\\ 10,0\\ 2,5\\ \end{array} $	$\begin{array}{c} 2,0\\ 1,0\\ 27,0\\ 13,0\\ 20,6 \end{array}$	67,1 48,8 75,0 189,0 165,0 58,6	14,0 12,0 45,0 28,0 45,0 Не опр.	



Таблица З

Химический состав р. Пичори и ее притоков

Река	Дата отбора пробы	Минера- лизация, <i>жг/л</i>	Содержание компонентов, мг/л									
			K+	Na+	Mg³∔	Ca ^s +	ci-	so42	HCO3	SIO2	pH	Eh, + <i>мв</i>
Пичори, верховье То же, 2 км ниже », 3 км еще ниже », среднее течение ст. Квемо-Чебати », 4 км выше устья », 2 км выше устья », низовье Оквари Кукань	$\begin{array}{c} 3.40.71\\ 4.10.71\\ 5.10.71\\ 5.10.71\\ 6.10.71\\ 6.10.71\\ 6.10.71\\ 6.10.71\\ 5.10.71\\ 6.10.71\\ 6.10.71\\ \end{array}$	461,2 489,4 235,0 345,8 261,1 263,7 1823,9 379,4 211,7	2,7 He onp. * * 17,6 He onp. *	29,4 15,6 22,8 29,4 8,1 11,9 499,8 26,7 26,4	14,8 15,9 7,3 12,3 7,3 4.9 64,2 11,2 7,3	64,8 84,8 28,3 42,3 50,5 40,3 56,8 56,5 32,3	14,2 5,7 7,8 9,6 13,5 872,3 19,5 30,9	10,0 1,9 3,4 3,8 35,5 37,9 176,1 He onp. 21,1	317,2 365,5 165,4 250,2 150,1 106,2 122,0 265,4 93,7	8,1 He onp. » 9,0 He onp. « 8,8 He onp. »	7,35 7,35 7,78 7,45 7,55 7,4 7,55 7,55 7,55 7,35	480 305 440 440 515 415 395 455 515

Таблица 4

-	Хим ический	состав	поверхностных	водоемов	Колхиды

				Еh, + мө	Минера- лизация, жг/л	Содержание компонентов, мг/л									
Водоем	Дата отбора пробы	<i>t</i> , °C	рН			K+	Na+	<₽Mg ² +	Ga²+	сı-	so42-	нсо <mark>3</mark>	H ₄ SIO ₄		
Анаклийское болото Онаминоское осущаемое	21.10.71	17	4,30	495	447,5	1,4	115,9	9,8	16,2	99,3	171,1	24,4	9,4		
болото	7.10.71	17	7,30	305	105,4	Не опр.	12,4	3,7	14,0	11,7	7,2	56,1	7,0		
Старица в долине р. Пи- чори	3.10.71	16,5	7,65	45 0	279,0	. »	48,0	7,0	48,0	41,0	1,0	240,0	28,0		
го же, в устье р. гализ- ги	16.10.71	17,3	8,5	445	601,0	»	75,0	11,0	85,0	101,0	50,0	265,0	14,0		
», в поймер. Ингу- ри	21.10.71	18	8,1	3 00	261,0	»	5,0	8,0	46,0	6,0	20,0	165,0	11,0		
Временное озеро на по-															
Риони Озеро Гуялькари Озеро Нарнонали Озеро Палеостоми	$\begin{array}{r} \textbf{3.10.71}\\\textbf{3.10.71}\\\textbf{28.09.71}\\\textbf{6.10.71}\end{array}$	17 17 23 19,3	$8,95 \\ 8,20 \\ 8,65 \\ 8,65 \\ 8,65$	355 440 325 395	149,4 198,0 328,9 6250,7	» » 107,7	9,4 10,0 20,5 2545,2	$5,5 \\ 8,0 \\ 6,1 \\ 236,5$	$22,2 \\ 50,0 \\ 54,5 \\ 121,6$	9,6 6,0 11,7 4353,1	14,9 7,0 7,2 658,2	84,2 203,0 218,4 183,0	$3,0 \\ 28,0 \\ 9,0 \\ 6,5$		
приорежные лагуны у ç. Малтаква	18.09.71	24,5	8,03	435	10216,8	130,9	3052,8	381,8	120,4	5319,0	983,2	195,2	8,2		

Так, для р. Мулхуры минерализация в зимние месяцы превышает 200, а в паводки снижается до 50 *мг/л*. В бассейне р. Цхенисцкали, где нет постоянного снегового питания, минерализация изменяется соответственно от 300 до 150 *мг/л*.

Река Черная дренирует массив карбонатных пород. Ее состав харакгеризуется высокими концентрациями Ca^{2+} (в среднем 36 *мг/л*) и минимальными SiO₂ (5 *мг/л*). В течение года минерализация меняется от 120 до 240 *мг/л* при выдержанном гидрокарбонатном кальциевом составе. Наибольшие значения минерализации отмечены в зимние месяцы, наименьшие — в летние.

Река Чхеримела дренирует комплекс различных по литологическому составу разновозрастных отложений. Следовательно, состав воды этой реки имеет наиболее сложные пути формирования и реже подвержен значительным изменениям в содержании отдельных компонентов во времени, это в первую очередь касается K⁺, Na⁺, Ca²⁺. В то же время для этой реки характерна относительно выдержанная в течение года минерализация, так как процессы, приводящие к снижению концентрации какого-либо элемента, обычно компенсируются повышенным содержанием другого. Реки с подобным типом формирования сочетают особенности, присущие рекам, дренирующим карбонатные и терригенные отложения.

Еще большей сложностью формирования химического состава характеризуются крупные реки (Кодори, Ингури и особенно Риони), дренирующие весь описанный выше комплекс горных пород. Их состав образуется в результате смешения воды всех притоков, что в конечном итоге приводит к наибольшей стабильности состава величины минерализации.

Рассмотрение режима химического состава рек западной Грузии показывает, что наибольшие изменения его во времени имеют небольшие реки и верховья крупных рек. В среднем и нижнем течении крупных рек химический состав более стабилен и не подвержен таким резким колебаниям, как в верховьях. Наблюдается также изменение минерализации крупных рек вниз по течению. В верховьях минерализация обычно наименьшая, в низовьях — наибольшая. Это связано с тем, что верховья рек дренируют воды только зоны активного водообмена, а в низовьях в их питании принимают участие также и минерализованные подземные воды более глубоких водоносных горизонтов.

Особое место занимают равнинные реки собственно Колхиды, расположенные между р. Риони и Аджаро-Триалетской горноскладчатой системой. Среди них необходимо выделить р. Пичори, берущую начало в болотах Колхиды и впадающую в оз. Палеостоми.

Химический состав р. Пичори ранее не изучался. В литературных источниках удалось обнаружить лишь один анализ, относящийся к тридцатым годам.

В начале октября 1971 г. мы провели детальные маршрутные исследования бассейна р. Пичори от верховьев до устья. Результаты анализа проб воды, отобранных из р. Пичори и ее притоков, приведены в табл. 3. В верхнем течении воды реки имеют минерализацию порядка 460—470 *мг/л* и характеризуются высоким содержанием Са. В среднем течении минерализация несколько уменьшается — 250—350 *мг/л*, что происходит в основном за счет снижения концентрации Ca²⁺ и HCO₃⁻. В низовьях реки минерализация воды резко увеличивается, превышая 1800 *мг/л*. Это связано с подтягиванием минерализованных вод из сз. Палеостоми донным противотечением, а также с нагоном озерной воды западными ветрами. Более высокая минерализация воды в верхнем и среднем течениях р. Пичори по сравнению с реками, берущими начало в горных районах, объясняется большей долей подземного питания.

Окислительно-восстановительный потенциал речных вод весьма выдержан и их Eh, пересчитанный по отношению к водородному электроду, составляет + 350— + 500 *мв*.

Более изменчив pH: 7—8,5, т. е. от нейтрального до щелочного. При этом наблюдаются довольно четкие и выдержанные закономерности его изменения в пространстве и времени.

Наибольшие pH (>8) характеризуют речные воды Аджаро-Триалетии, что связано с широким развитием в этом районе базальтовых покровов и вулканогенно-осадочных образований, наименьшие — высокогорных районов Большого Кавказа и собственно Колхидской низменности (7,5—7,75). Большим рекам Большого Кавказа свойственно довольно четкое изменение pH вниз по течению. Так, проведенные практически одновременно (с разницей в несколько часов, необходимых на измерение и переезд) замеры pH на р. Кодори и ее основных притоках показывают закономерное его изменение от 7,4 в верховьях до 7,95 в нижнем гечении.

Таким образом, на основании этих данных реки западной Грузии по гидрохимическому режиму можно разделить на 5 основных групп: верховья рек Большого Кавказа, карстовые реки Большого Кавказа, равнинные части рек, берущих начало на Большом Кавказе (реки Риони, Ингури), реки Аджаро-Имеретии и реки собственно Колхиды (табл. 5).

Воды поверхностных водоемов Колхиды — болота, озера и лагуны, за исключением оз. Палеостоми, — ранее были изучены слабо.

В недалеком прошлом бо́льшая часть Колхиды была заболочена. Ныне в результате целенаправленных мелиоративных работ большая ее часть осушена. Сохранившиеся болота имеют в основном низинный характер. Состав болотных вод бассейна р. Пичори и ее главных притоков — рек Оквари и Кукани — представлен в табл. 3 и 4.

Проведенные обследования Пичорских, Анаклийского и Очамчирского болот показали, что они имеют сравнительно маломинерализованные воды с повышенным содержанием SO₄²⁻, Cl⁻ и Na⁺ по сравнению с другими поверхностными водоемами, за исключением лагун. Особенно четко это видно на примере Анаклийского болота (табл. 4). Повышенные содержания Cl⁻ и Na⁺ связаны с интенсивным выносом солевых частиц с поверхности моря и последующим ветровым переносом в сторону берега. Определенную роль в этом процессе играют и атмосферные осадки, которые во время выпадения захватывают из атмосферы находящиеся там частицы соли.

Наибольшей минерализацией воды характеризуется Анаклийское болото (≈450 мг/л). Другие болота имеют значительно меньшие минерализации (105—155 мг/л). Химический состав Анаклийского болота хлоридно-сульфатный натриевый, Очамчирского — гидрокарбонатный натриевый.

Болотные воды характеризуются наименьшими pH среди всех природных вод западной Грузии, pH = 4 мы замеряли на Анаклийском болоте. Для других болот pH до 6. Поскольку болота Колхиды в подавляющем большинстве низинные, во время паводка pH в них может повышаться до значений, характеризующих паводковые речные воды. Eh воды Анаклийского болота весьма высок — +500 мв.

В пределах Колхиды расположены небольшие озера в основном старичного происхождения. Большая часть их связана с миграцией р. Риони от границы Колхиды с Аджаро-Имеретией на север, до ее современного русла. Их химический состав в настоящее время близок таковому дренирующей этот район р. Пичори.

Особое место занимают находящиеся на побережье Черного моря озера лагунного типа (Палеостоми и др.). Они формируют свой состав в результате атмосферного питания, поверхностного стока и морских вод, поступающих в акватории латун с помощью западных ветров. В ре-



Фиг. 2. Режим химического состава оз. Палеостоми по данным УГМС ГрузССР

зультате их взаимодействия наблюдается резкая неоднородность химического состава озер во времени. Для оз. Палеостоми минерализация изменяется от 0,5 до 12 г/л при сохранении постоянного хлоридного натриевого состава (фиг. 2). Необходимо отметить, что колебания минерализации и содержания отдельных компонентов в разные годы различны. Общая тенденция заключается в том, что наименьшие значения минерализации характерны для зимних месяцев, наибольшие — для летних. Изменение содержаний Cl⁻ и Na⁺ происходит синхронно с минерализацией. Среди других компонентов следует отметить сравнительно высокое содержание сульфатов (200—850 mz/л) и преобладание Mg²⁺. В среднем минерализация воды в оз. Палеостоми 6,0 z/n; Ca²⁺ — 110, Mg²⁺ — 220, SO₄²⁻ — 450 mz/n; Na⁺ — 1,96 z/n.

Прибрежные лагуны и озера имеют весьма высокие pH, равные 8,3—8,9. Еh их вод — +300— +450 *мв*.

Все поверхностные водоемы Колхиды можно разделить на четыре основные группы, характеризующиеся специфическими гидрогеохимическими чертами: старицы рек, болота Колхиды, маломинерализованные озера Колхиды и прибрежные солоноватые лагуны. Особое место занимает примыкающее к Колхиде с запада Черное море.

Таким образом, речные воды, осуществляющие транспортировку миперального вещества, и поверхностные водоемы, в которых происходит современное осадконакопление, характеризуются существенными колебаниями pH=4—9, общей минерализации (0,05—18 c/n) и концентрации K, Na, Mg, Ca, Si — химических элементов, входящих в состав основных породообразующих минералов (табл. 5).

Следовательно, минеральное вещество при переносе и на этапе, предшествующем погребению (акватолиз и гальмиролиз), будет находиться в весьма разнообразных гидрохимических условиях, что, несомненно, должно приводить к различному характеру его преобразования.

По сравнению с другими этапами литогенеза время нахождения минерального вещества в подобных условиях невелико. При переносе оно измеряется в основном часами и сутками; в бассейнах осадконакопления в зависимости от размеров частиц переход в осадок может осуществляться в течение нескольких часов или растягиваться на большие отрезки времени, возможно, на несколько месяцев. Вместе с этим необходимо отметить, что в результате интенсивной механической эрозии в ходе переноса минеральные частицы на рассматриваемом этапе обладают весьма высокой реакционной способностью.

Гидрогеохимические особенности основных фациальных сред современного осадконакопления Колхиды и ее горного обрамления

Водоток или водоем	Минера- лизация,	pН	Eh, + Ma	Сре и не	дняя ко йтраль	Точки нафиг.4 и 5			
	мг/л		1.200	Қ+	Na+	Mg*+	Ca²+	H4SIO4	
Верховья рек Боль- шого Кавказа Карстовые реки	60	7,3—7,5	410	0,7	8	1,5	8,5	9,5	38,41
Каза	225	7.9 - 8.25	440	0.3	8.5	7	38	5.5	47,48,49
Реки Аджаро-Име- ретии	120	8,0-8,5	420	0,3	15	2,5	15	14	50,51,52
Равнинные части рек	100-200	7,7-8,2	425	0.75	9	6	28	15	40,42,43,46
Реки Колхиды	250	7,0-7,3	45 0	1,2	21	7,5	35	13	54,55,56,57
Старицы рек	150	8,1-8,9	37 0	. 1	12	7	40	13	61,62,63
Болота Колхиды	250	4,0-6,0	470	1,5	65	7	12	12	59,60
Озера Колхиды	200	8,2	400	1,3	18	6	50	18	64, 65, 66
Прибрежные лагу- ны	9 000	8,3	43 0	115	2700	260	120	9	67,68
Черное море, при- брежная часть	17 500	8,4	400	240	5200	740	200	5	69

Изучение взаимодействия природных вод с горными породами ведется уже многие годы. Наибольшие успехи достигнуты при изучении взаимодействия природных вод с сульфидами, карбонатами, сульфатами и некоторыми другими в основном рудными минералами. Менее изучено взаимодействие природных вод с породообразующими силикатами.

Наибольший эффект при изучении этого вопроса, несомненно, дают экспериментальные методы (Педро, 1971), которые при достаточной корректности эксперимента позволяют выявить многие особенности взаимодействия. Но экспериментально возможно изучить лишь ограниченное число систем, что затрудняет их использование при региональных исследованиях. Поэтому в последние годы для решения этой проблемы все шире используется термодинамический подход. Р. М. Гаррелс, Ч. Л. Крайст (1968), Г. К. Хелгесон (Helgeson, 1969), Т. Пачес (Paces, 1972) и другие исследователи показали возможность применения термодинамических методов при изучении экзогенных процесов путем анализа отдельных, наиболее характерных систем.

Термодинамический анализ процессов взаимодействия минерального вещества с природными водами в ходе переноса, акватолиза и тальмиролиза заключается в следующем.

Проводится дифференциация различных типов природных вод по степени их термодинамической неравновесности (агрессивности) по отношению к основным породообразующим минералам, что позволяет установить, в каких гидрогеохимических средах при прочих равных условиях тот или иной минерал будет более интенсивно преобразовываться. Для подразделения природных вод по степени их неравновесности с основными породообразующими минералами предлагается использовать показатель «агрессивность», который раскрывает сравнительную «агрессивность» подземных вод по отношению к тому или иному минералу.

Расчет агрессивности природных вод по отношению к определенному минералу ведется для отдельной конкретной системы, содержащей химические элементы, входящие в состав данного минерала, при 25° С и 1 атм. Так, расчет каолинитизации Mg-монтмориллонита ведется для системы H₂O—Al₂O₃—SiO₂—MgO

$$A = \lg \frac{K^0}{Q} = -\frac{\Delta G_{\text{peaku.}}}{2,303RT},$$

где A — показатель агрессивности, K° — константа равновесия реакций взаимодействия породообразующих минералов с водой, $\Delta G_{{}_{\text{реакц.}}}$ — стандартная свободная энергия образования, Q — квотант реакции (Гаррелс, Крайст, 1968):

$$Q=rac{a_{ ext{прод. реакц}}}{a_{ ext{исходн. вещ}}}$$
 ,

где $a_{прод. реакц}$ и $a_{всход н. вещ}$ — соответственно произведения активностей продуктов реакций и исходных веществ, присутствующих в природных водах.

Показатель агрессивности связан с показателем неустойчивости (J) (disequilibrium index — Paces, 1972, 1973) следующим соотношением:

$$A = -J.$$

К⁰ для стандартных условий рассчитывают по стандартным свободным энергиям образования, значения которых взяты по Г. Б. Наумову (1971), И. К. Карпову и др. (1968) и Г. К. Хелгесону (Helgeson, 1969). Активности исходных веществ и продуктов реакций, находящихся в природных водах в растворенном состоянии, рассчитаны по данным химических анализов, отобранных во время полевых работ 1971-1973 гг.

Чем больше A, тем дальше находится рассматриваемая система от состояния равновесия и тем большей «агрессивностью» обладают природные воды по отношению к рассматриваемому минералу. Когда A = 0, воды рассматриваемой гидрогеохимической фации равновесны с данным минералом, когда A < 0, реакция взаимодействия воды с минеральным веществом идет в обратном направлении.

В качестве примера расчета «агрессивности» рассмотрим такую довольно сложную реакцию, как каолинитизация Mg-монтмориллонита:

$$6Mg_{0,107}Al_{2,33}Si_{3,07}O_{10}(OH)_{2}+2H^{+}+23H_{2}O = 7Al_{2}Si_{2}O_{3}(OH)_{4}+Mg^{2+}+8H_{4}SiO_{4}$$
(1)
$$\Delta G_{\text{Deaku}} = 24,98 \ \kappa \kappa \alpha \Lambda / \text{MOAb}, \ \text{Ig } K^{0} = -18,3$$

Для р. Авадхара, относящейся к гидрогеохимической фации верховьев рек Большого Кавказа, lg Q₁=24,6, A=6,3, т. е. эта реакция может идти в сторону интенсивного преобразования Mg-монтмориллонита в каолинит.

$$Q_{1} = \frac{a_{\rm Mg^{2+}} \cdot 8a_{\rm H_{4}SiO_{4}}}{2a_{\rm H^{+}}}$$
(2)

Для оз. Палеостоми lg Q_1 = 17,8, A = 0,5, т. е. Mg-монтмориллонит в этих условиях устойчив.

Наглядное представление об агрессивности природных вод, характеризующихся различными гидрохимическими условиями, дают графики, на которых высотой столбика относительно нулевой агрессивности показана сравнительная степень «агрессивности» природных вод по отношению к соответствующим породообразующим минералам (фиг. 3).

Оценка агрессивности природных вод выполнена по отношению к наиболее распространенным на юго-западном Кавказе породообразующим минералам. Для форстерита, диопсида и тремолита рассмотрены реакции их полного гидролитического разложения, для каолинита — реакции его гиббситизации и для калиевого полевого шпата, альбита, анортита, мусковита, хлорита, иллита и монтмориллонитов — реакции их каолинитообразования. Константы устойчивости этих реакций приведены в табл. 6.

Кратко остановимся на особенностях изменения показателей arpecсивности по отношению к названным минералам для наиболее характер-

677

5*

силикатным минералам

- e ---

-

		Гидролитическое разложение			Каолинитизация									Гиббси- тизация	
Гидрогеохимические фации	Водонсточник			-	К-по-			NVCKO-			монтмориллонит			r	као-
		стерит сид лит	лит	левой шпат	альбит	анортит	вит	хлорит	иллит	К-	Na-	Mg-	Ca-	линит	
Верховья рек Большого Кавказа	р. Авадхара р. Гализга	13,6 10,8	8 5,8	21 11	8,7 	3,3 4,1	12,5 12,9	1	20 13,3	43,2 —	5,6 —	4,4 3	6,3 1,1	5,2 0,7	0 -0,4
Карстовые реки Большо- го Кавказа	р. Амткел р. Черная р. Окуми	7,8 9,8 7,3	$3,3 \\ 5,4 \\ 2,4$	4,2 10,5 6,0	8,4 8,6 7,4	$3,8 \\ 4,4 \\ 2,8$	11,5 12,5 11,6	$2,15 \\ 2,3 \\ 1,6$	7,3 10,3 4,4	29,8 32,6 22,7	$5,3 \\ 5,7 \\ 3,0$	$3,3 \\ 4,8 \\ 2,6$	3,6 4,3 1,0	2,5 4,0 0,5	0 0,1 -0,2
Низовья рек Большого Кавказа	р. Ингури р. Риони	9,0 8,8	4,3 2,6	5,5 0,1		3,2 3,2	12,1 3,8	_	8,3 6,2	<u>-</u>	-	2,1 2,2	0,4 1,4	1,1 2,0	-0,5 -0,6
Реки Аджаро-Имеретии	р. Супса р. Губазеули р. Хевисцкали	$ \begin{array}{r} 6,8 \\ 8,3 \\ 6,0 \end{array} $	2,5 3,3 -0,5	$ \begin{array}{c} -3,7 \\ 3,0 \\ -9,0 \end{array} $	7,4 7,7 —	$3,9 \\ 3,4 \\ 1,9$	12,1 12,1 10,3	2,0 2,2	$3,4 \\7,2 \\1,7$	10,8 18,9 	3,5 3,0 	2,1 2,6 0,3	$-0,7 \\ 0,3 \\ -3,3$	-0,5 -0,1 -5,0	-0,4 -0,3 -0,7
Реки Колхиды	р. Пичори р. Кукань	10,2 11,0	5,4 6,4	9,0 14,0	7,1	$^{3,5}_{4,2}$	12,3 12,5	<u>1,</u> 7	12,0 12,6	18,0 	3,3	2,5 3,8	1,1 3,8	$-0,5 \\ 3,4$	-0,4 -0,1
Старицы рек	Старица в долине р. Рио- ни То же р. Ингури	4,9 7,6	$^{0,3}_{2,3}$	-7,3 0,3		3,2 31	11,1 11,4	-	$-2,3 \\ 5,4$	_	=	3,0 2,3	1,3 0,4	0,9 0,4	0 0,3
Озера Колхиды	оз. Нарионали оз. Гуялькари	5,6 7,9	$-0,8 \\ 0,5$	-10,3 -4,4		$^{2,1}_{2,5}$	10,0 10,5		0,7 4,3	<u>-</u>		0,9 0,9	-2,1 -2,8	-3,9 -4,4	-0,5 -0,3
Болота Колхиды	Анаклийское болото Очамчирское болото	22,7 11,4	19,2 6,0	60,0 14,3	10,7	5,3 3,8	16,2 13,0	5,2 —	45,6 15,2	83,2	7,2	5,6 3,0	8,4 1,4	8,4 1,4	-0,2 -0,3
Прибрежные лагуны	оз. Палеостоми	3,5	2,0	11 , 1	4,8	0,8	11,0	1,1	-5,2	-45,0	1,4	0,3	-0,5	0	-0,1
	Прибрежная лагуна Мол- таква	5,4	1,8	-4,3	5,2	1,1	11,7	0,6	-1,2	-49,5	1,5	0,3	-0,5	0,3	-0,2
Черное море	Прибрежная часть	4,1	0,9	-5,7	5,4	1,5	11,2	-1,2	_4,0	-53,3	2,7	1,6	-2,2	3,0	0,2
lg K°		29,9	20,6	59,0	2,63	0,26	16,7	- 4,85	64,8	19,0	-8,9	8,4	-18,3		-4,22

Плагиоклазы и	елинистые	Группы аливина , пироксенов	и амфиболов	
Каоли - <u>Са- Мд- Na- К-</u> нит монтмориллонит Иллит	Хлорит Мус-Анор-Аль-Микро- ковит тит бит клин	Тремолит Антофиллит	Энстатит Диоп- Форсте- сид рит	Минералы
				<u>Аптмосферн. осадки</u> Аптм. осадки, Временный ручей врем.Водотоки
				Авадхара Верховья 🗢
				Гализга рек Большо
				Ингури го Кавказа
				Ингури Низовья рен
				Риони вал. павказа
				AMITIKET Kapcmooble
	┈╎╴╬╨┈╼┈╍╌╎╴╟╸╴╎╴╬╦╣┤╞╝╸┤╴╬╣			
				CUACA PENU AAWA- 2
				Губазеули ро-Имере-
				Хевицкали тий с
				Пичори, верховье
				Пичори, ср. течение Реки
				Пичори, низовое полагиов
				Купань 2
				Риони Старицы
				рек р
				Αμακαμιζιζκορ δοασαα
				Пипминиское Болони
				Напионали Озера С
	─┼ <u>╊</u> ╴──┼ ╞ ╴┼┈╠╳╣┼╏╌╵┾┼┈┈		+ 🗱 + 1	Гуялькари Колхиды э
				Палеостоми Прибрежные
				Малтаква лагуны
				Черкае Маре

Фиг. 3. Сравнительная оценка агрессивности природных вод основных гидрогеохимических фаций Колхиды по отношению к некоторым минералам групп оливина, пироксенов, амфиболов и плагноклазам и глинистым минералам



Вклейка к статье М. Е. Каплан и Е. Н. Родновой, к стр. 100

Фиг. 1. Литологическая характеристика триасовых отложений в разрезе м. Цветкова В колонке. 1 — мандельштейны; 2 — туфы и туффиты базальтов; 3 — конгломераты; 4 — песчаники; 5 — алевролиты; 6 — аргиллиты; 7 — угли: 8 — косая слоистость; 9 — подводнооползневые текстуры.

На диграммах. 10 - основные плагиоклазы, эпидот; 11 - кварц, средние плагиоклазы, обломки кислых эффузивов, смешанослойные минералы; 12 - полевые шпаты, кислые плагиоклазы, обломки кремнистых пород и кварцитов, моноклинные пироксены, гидрослюды: 13 - обломки пород, калиевые полевые шпаты, обломки терригенных и метаморфических пород, ильменит и магнетит, хлориты; 14 — обломки средних и основ-ных эффузивов, титанистые минералы, каолинит; 15 — гранат; 16 — циркон; 17 — рутил; 18 — шпинели, хромшпинелиды, карбоватные цементы; конкреции: 19 — фосфорит, 20 — пирит, 21 — кальцит, 22 — кальцит с текстурой конус в конус, 23 — кальцитовые радиально-лучистые, 24 — сидерит; цемент песчаных пород: 25 — альбит, ²⁶ — кварц и кремнистое вещество в порах, 27 — регенерационный кварц, 28 — хлорит, 29 — хлорит-гидрослюдистое вещество, 30 — анальцим; 31 — положение образцов, открытая пори-стость: 32 — аргиллиты; алевролиты: 33 — мелкозернистые (глинистые), крупнозерни стые алевролиты, 34 — песчаники; зоны и слои (цифры в колонке): I — Olenekites spi-niplicatus, II — Prohungarites tubersulatus, III — Stenopopanoceras mirabilis, IV — Arctohungarites triformis, V — Gimnotoceras deleeni, VI — Frechites laptevi, VII — слои с Tsvetkovites; VIII — слон с Discophyllites; IX — слон с Halobia. Стратиграфическое расчленение и номера слоев приводятся по работе М. Н. Вавилова и М. Е. Каплана (1974)

ных типов поверхностных вод, контролирующих перенос и современнук, седиментацию.

Показатели агрессивности всех рассмотренных типов поверхностных вод по отношению к форстериту больше нуля, т. е. минерал неустойчив. Наибольшей величиной показателя агрессивности (A > 10) характеризуются воды болот, рек Колхиды, дренирующих болота (реки Пичори, Кукань), верховьев горных рек Большого Кавказа. Эти воды имеют pH<7,5, а также низкие концентрации Mg. Наименьшей агрессивностью (A=3,5-5,7) обладают в основном минерализованные воды прибрежных лагун и Черного моря с pH=8-8,5 и концентрациями Mg более 100 *мг/л*, а также маломинерализованные воды стариц на пойме р. Риони с pH=8,9. Для остальных типов речных и озерных вод показатели агрессивности по отношению к форстериту занимают промежуточное положение между крайними значениями: 6-9.

По отношению к тремолиту наибольшей величиной показателя агрессивности также обладают воды болот (A = 60). Агрессивность вод верховьев горных рек относительно велика (A = 10-20) по сравнению с таковой низовий рек (A = 1-5). Для вод Черного моря, лагун, озер и ряда рек (в основном Аджаро-Имеретии) показатели агрессивности по отношению к тремолиту меньше нуля, т. е. тремолит в подобных условиях устойчив и гидролитическому разложению не подвергается.

Характер изменения показателя агрессивности соответствующих типов природных вод по отношению к диопсиду занимает промежуточное положение между форстеритом и тремолитом. Диопсид устойчив в водах отдельных рек (Хевисцкали, A = -0,5) и озер (Нарионали, A = -0,8). Воды лагун и Черного моря имеют невысокие показатели агрессивности (A=0,5-2), а для остальных типов природных вод его величина изменяется в пределах от 2 до 20.

По отношению к К-полевому шпату, альбиту и анортиту показатели агрессивности всех рассмотренных типов поверхностных вод имеют положительные значения, т. е. каолинитизация этих минералов может осуществляться при переносе и в ходе седиментации. Колебание показателей агрессивности различных типов природных вод по отношению к этим минералам невелико, в пределах 4—6. Например, для альбита максимальное его значение равно 5,3 (Анаклийское болото), минимальное — 0,8 (оз. Палеостоми).

Изменение показателя агрессивности поверхностных вод рассмотренных типов по отношению к мусковиту, хлориту и иллиту имеет много общих черт. Максимальными значениями показателя обладают болотные воды. В то же время величины показателя агрессивности мусковита численно намного меньше, чем для хлорита и иллита. Так, показатель агрессивности болотных вод к мусковиту равен 5,2, а по отношению к иллиту 83,2. Для вод лагун, соленых озер и Черного моря показатель агрессивности имеет отрицательные значения, т. е. каолинитизации мусковита, хлорита и иллита в подобных условиях не происходит.

Показатели агрессивности всех типов поверхностных вод по отношению к К- и Na-монтмориллонитам больше нуля, т. е. эти разновидности монтмориллонитов при прочих равных условиях будут подвергаться каолинитизации. В то же время Mg- и Ca-монтмориллониты в водах лагун, озер, стариц и некоторых рек Аджаро-Имеретии устойчивы, так как показатели агрессивности этих типов поверхностных вод по отношению к Mg- и Ca-монтмориллонитам меньше нуля.

Таким образом, оценка агрессивности поверхностных вод юго-западного Кавказа, контролирующих процессы переноса и седиментогенеза, по отношению к породообразующим минералам показывает, что в речных водах в основном имеются условия для интенсивного гидролитического разложения породообразующих алюмосиликатов, а в бассейнах седиментации в ходе акватолиза и гальмиролиза характер и интенсивность
их преобразования резко различны в зависимости от гидрохимического режима водоемов.

Наибольшей агрессивностью по отношению ко всем рассмотренным минералам обладают воды горных рек Большого Кавказа, показатель которой близок к атмосферным осадкам и временным поверхностным водотокам. Вниз по течению агрессивность вод постепенно снижается, что связано с увеличением рН. Так, в верховьях р. Кодори рН=7,45; в 50 км от истоков — 7,7, и в устье — 7,95. Не исключено, что наблюдаемое снижение концентрации водородных ионов в речной воде происходит в результате расходования их при гидролизе взвешенных частиц породообразующих силикатных минералов. Возможно также, что рН понижается вследствие возрастания количества растворимого СО₂ с повышением давления или по другим причинам.

Горные реки Аджаро-Имеретии характеризуются значительно меньшей агрессивностью по отношению к рассмотренным минералам, чем реки Большого Кавказа. А в таких реках, как Хевисцкали и Супса, не может происходить каолинитизации Са- и Мg-монтмориллонитов.

Весьма специфическими гидрогеохимическими условиями обладают карстовые реки Большого Кавказа. Вследствие низких концентраций H₄SiO₄ в их водной среде возможна гиббситизация каолинита.

Седиментация выветрелого материала, поступающего в области современного осадконакопления — Колхидскую низменность и акваторию Черного моря — с Большого и Малого Кавказа, происходит уже в новых и резко отличающихся по агрессивности к породообразующим силикатным минералам гидрогеохимическим условиям.

В первую очередь необходимо остановиться на болотах, воды которых наиболее агрессивны по отношению к рассмотренным силикатным минералам. Подобная высокая агрессивность характеризует не всю площадь болот Колхиды, а участки с существенным преобладанием атмосферного питания. При переходе к окраинным частям болот наблюдается постепенное снижение агрессивности, приближающейся к значениям, характерным для смежных бассейнов озер, лагун и рек (Тимофеев и др., 1973).

Воды равнинных частей горных рек Большого Кавказа (Ингури, Риони) и рек собственно Колхиды (Пичори, Кукань, Окуми), в пойме и русловых частях которых также происходит современное осадконакопление, характеризуются сравнительно высокой агрессивностью по отношению к породообразующим минералам. Лишь в самых низовьях Риони и Ингури Са- и Мд-монтмориллониты устойчивы.

Наименее агрессивны по отношению к рассмотренным силикатам воды стариц, озер, прибрежных лагун и Черного моря. Большинство глинистых минералов (монтмориллониты, иллит, хлорит) в их гидрогеохимических средах стабильны.

Помимо изучения агрессивности различных типов поверхностных вод несомненный интерес представляет теоретическая оценка наиболее вероятных направлений преобразования породообразующих минералов во время переноса, акватолиза и гальмиролиза. Она может быть дана в результате использования диаграмм устойчивости алюмосиликатов для отдельных наиболее близких к природным условиям систем (Helgeson, 1971), которые позволяют наглядно показать, какие породообразующие алюмосиликаты стабильны в тех или иных гидрохимических условиях.

Уравнение свободной энергии гидролиза алюмосиликатов, например уже рассмотренное уравнение каолинитизации Мg-монтмориллонита для равновесных условий, может быть представлено так:

$$\lg K^{0} = \lg \frac{[Mg^{2+}]}{[H^{+}]^{2}} + 8 \lg [H_{4}SiO_{4}]$$
(3)

Полученная зависимость является уравнением прямой в координатах 70.

 $lg[\frac{Mg^{2+}]}{[H^+]^2}$ и $lg[H_4SiO_4]$, которая разграничивает поля устойчивости Mg-

монтмориллонита и каолинита. Точки, попадающие непосредственно на эту прямую, характеризуют равновесное сосуществование обоих минералов (фиг. 4, *a*). Очевидно, условия, близкие к равновесным для любых пар глинистых минералов, и обусловливают возможность существования в природе смешаннослойных минералов. В подобных обстоятельствах они устойчивы, а при сдвиге равновесия в ту или иную сторону будут постепенно изменяться.

При построении диаграмм для каждой системы необходимо рассмотреть все возможные реакции между алюмосиликатами и продуктами их гидролиза. Так, для системы HCl—H₂O—CO₂—Al₂O₃—MgO—SiO₂ рассматриваются реакции между Mg-хлоритом и гиббситом, Mg-хлоритом и Mg-монтмориллонитом, Mg-хлоритом и каолинитом, Mg-монтмориллонитом и каолинитом, каолинитом и гиббситом. Всем этим минеральным равновесиям отвечают соответствующие прямые, совокупность которых и представляет собой диаграмму устойчивости данной системы в названных выше координатах. Эта и подобная ей диаграмма рассчитаны на ЭВМ Г. Хелгесоном (Helgeson, 1969₁) для 25° С и 1 атм.

Для анализа взаимодействия между горными породами и природными водами в настоящей работе использованы диаграммы в координатах lg отношения активностей K, Na, Mg или Ca к активности или квадрату активности H⁺ и lg активности H₄SiO₄ для систем HCl—H₂O— Al₂O₃—K₂O—SiO₂, HCl—H₂O—Al₂O₃—Na₂O—SiO₂, HCl—H₂O—CO₂— Al₂O₃—MgO—SiO₂ и HCl—H₂O—CO₂—Al₂O₃—CaO—SiO₂ (Helgeson, 1971), приведенных на фиг. 4.

На диаграммы нанесены точки, соответствующие химическому составу рассмотренных типов поверхностных вод, контролирующих перенос и седиментацию. Анализ диаграмм позволил установить следующие закономерности.

В поле устойчивости гиббсита на всех диаграммах попадают воды атмосферных осадков (т. 31), временных поверхностных водотоков (т. 34) и рек Большого Кавказа, имеющих карстовое питание. Воды верховьев и большей части низовьев рек Большого Кавказа, болот и рек Колхиды также на всех диаграммах попадают в поле устойчивости каолинита. Это дает основание считать, что алюмосиликаты в средах соответствующих типов поверхностных вод будут претерпевать изменения, направленные на образование гиббсита и каолинита.

Более сложный характер носят преобразования алюмосиликатов в других бассейнах осадконакопления. Воды низовьев р. Риони, некоторые реки Аджаро-Имеретии, старицы некоторых рек и озер попадают в поле устойчивости Mg- и Са-монтмориллонитов, а воды соленых лагун (Малтаква) и Черного моря — в поле устойчивости Mg-хлорита. В это же поле попадают воды соленых лагун и Черного моря на диаграмме устойчи-

вости силикатных минералов, построенной в координатах $\lg \frac{[Mg^{2+}]}{[H^+]^3}$ и $\lg \frac{[K^+]}{[H^+]}$

(фиг. 5). На этой диаграмме помимо полей устойчивости микроклина, каолинита и Mg-хлорита выделяется поле устойчивости иллита, в которое попадают воды оз. Палеостоми.

Таким образом, на основании анализа этих диаграмм можно выделить следующие наиболее вероятные направления преобразования породообразующих алюмосиликатных минералов в гидрогеохимических условиях, характеризующих основные среды переноса и осадконакопления: гидролитическое разложение с образованием гиббсита в руслах и поймах рек; каолинитообразование в руслах и поймах рек, старицах, болотах и озерах; образование Са- и Мд-монтмориллонитов в руслах и пой-









Фиг. 6. Направления преобразования алюмосиликатов в современных фациальных гидрогеохимических средах Колхиды и ее горноскладчатого обрамления 1 — гидролитическое разложение с образованием гиббсита в руслах и поймах рек; 2 — каолинитобразование в руслах и поймах рек, старицах, болотах и озерах; 3 — образование Mg- и Са-монтмориллонитов в руслах и поймах рек, старицах и озерах; 4 — хлорит- и иллитобразование в лагунах и Черном море

мах рек, старицах и озерах; хлорит- и иллитобразование в лагунах и Черном море.

Пространственное распределение поверхностных вод, для которых характерны выделенные направления вероятного изменения силикатов, показано на фиг. 6.

Термодинамический анализ особенностей взаимодействия природных вод с породообразующими силикатными минералами показывает, что при равных температурах, давлении и других показателях характер преобразования минерального вещества зависит в основном от концентрации H+, K+, Na+, Mg²⁺, Ca²⁺, H,SiO,, т. е. химических элементов, входящих в состав породообразующих минералов. Поэтому активности этих ионов и нейтральных молекул в природных водах можно рассматривать как гидрогеохимические параметры, от которых зависят устойчивость и направление преобразования силикатов. На основании вычисления агрессивности природных вод по отношению к силикатам и анализа диаграмм устойчивости алюмосиликатов мы получаем возможность выделять различные фациальные гидрогеохимические среды (Тимофеев, Щербаков, 1972), которые характеризуются различными направлениями и интенсивностью преобразования минерального вещества, поступающего в современные бассейны осадконакопления.

Изучение гидрогеохимических фациальных сред современного осадконакопления Колхиды показало, что природные воды этого района обладают весьма различной агрессивностью по отношению к основным породообразующим минералам. Направление преобразования этих минералов в зависимости от характера среды изменяется от хлорит- и иллитобразования до полного гидролитического разложения.

ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н. Б. О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов лито-
- Вастоевач П. В. О терминологии, применяемой для осозначения стадии и этапов лито-генеза В кн.: Геология и геохимия. Л., Гостоптехиздат, 1957.
 Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968.
 Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классифи-кация В кн.: Кора выветривания, вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963.
 Карпов И. К., Кашик С. А., Пампура В. Д. Константы вещества для термодинамиче-ских расчетов в геохимии и петрологии. М., «Наука», 1968.
 Карпов И. К., Кашик С. А., Кузьмин Л. А. Расчет на ЭВМ методом оптимального прогламмирования типичой моледи, инфильтрационного метасоматога образова-
- программирования типичной модели инфильтрационного метасоматоза образования зональной коры выветривания на гранитах — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, **№** 4.
- Келлер В. Д. Основы химического выветривания В кн.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1963.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метагенеза Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 7.
- Крюков П. А. Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М., «Наука», 1973.
- Лисицын А. П. Осадкообразования в океанах. М., «Наука», 1974.
- Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968.
- Мюллер Г. Диагенез глинистых осадков В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971. Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических ве-
- личин. М., Атомиздат, 1971.
- Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М., «Мир», 1971.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Тимофеев П. П. Основы проблемы изучения угленосных формаций В кн.: Состоя-ние и развитие советской литологии, т. З. М., «Наука», 1970.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Семенова М. Г. Роль минерального вещества различных фациальных типов осадков в преобразовании растительного материала в раннем литогенезе — В кн.: Природа органического вещества и современное осадкообразование. М., «Наука», 1973.

Тимофеев П. П., Щербаков А. В. Проблемы гидрогеохимии литогенеза — Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2.

Шишкина О. В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М., «Наука», 1972. Degens E. T. Geochemistry of Sediments. Englewood cliffs, New Yersey, 1965. Feth Y. H., Roberson C. E., Polzer W. L. Sources of mineral constituents in water from granitic rocks Sierra Nevada, California and Nevada. Water Supply. Paper 1535-1, **1**964.

Fritz B. Tardy Y. Predictions on mineralogical seguonces in tropical soils by a theoretical dissolution model. International symposium on water-rock interaction, Prague. 1974.

Garrels R. M., Mackensie F. T. Origin of the chemical composition of some springs and lakes in equilibrium concepts in natural water chemistry.— J. Amer. Chem. Soc., v. 67, 1967.

Helgeson H. C. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures.— Amer. J. Sci., v. 267, 1969. Helgeson H. C. Handbook of theoretical activity diagrams, depicting chemical equilibria

in geologic systems involving and aqueous phase at one Atm and 0° to 300° C. San Francisco. Freeman, Cooper co. 1969₁.

Loughnan F. C. Chemical weathering of the silicate minerals. Amer. Elsevier. Publ. Co., 1969.

Paces T. Chemical characteristics and equilibration in natural water-felsik rock-CO₂system.- Geochim. et cosmochim. acta, v. 30, 1972.

Paces T. Steady-state kinetics and equilibrium between ground water and granitic rock.-Geochim. et cosmochim. acta, v. 37, 1973.

Геологический институт АН СССР, Москва

Дата поступления 18.XI.1974

ł

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 1, 1976 г.

УДК 549.517.1:551.311.231(729.1)

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГИББСИТА И БЕМИТА В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КУБЫ

А. Г. ЧЕРНЯХОВСКИЙ, Л. ПЕНЬЯЛЬВЕР

Предложена генетическая типизация железо-глиноземистых и железистых накоплений Кубы, локализованных в пределах профиля коры выветривания и связанных с продуктами ее переотложения. Рассмотрены и охарактеризованы 5 видов рудопроявлений, имеющих минералогический интерес. На основании материала исследования современных процессов выветривания в различных природных обстановках Кубы показаны оптимальные сочетания факторов: уровень атмосферного увлажнения, минеральный состав материнских субстратов, способствующих бокситообразованию.

Ямайка, Гаити и Пуэрто-Рико известны крупными месторождениями бокситов. На соседней Кубе, несмотря на видимые черты сходства истории геологического развития, месторождения промышленного масштаба пока не обнаружены. Описанные различными авторами (Бугельский, 1974; Guerasimov e. a., 1974; Бугельский, Формель-Кортина, 1974) рудопроявления имеют лишь минералогический интерес. Выявление причин такого различия, важное для понимания бокситообразовательного процесса, вообще несомненно имеет также и общее теоретическое значение.

На Кубе различаются два типа гипергенных железистых и железистоглиноземистых рудопроявлений: первый локализован в пределах про-

Тип рудопроявления	Вид рудопроявления					
Рудопроявление локализо- вано в пределах профиля	Вулканитов, не содержащих в качестве породообразу- ющей компоненты слоистые алюмосиликаты					
коры выветривания	Вулканитов, содержащих слоистые алюмосиликаты					
	Внутрипочвенных латеритов, связанных с осадочными отложениями					
Рудопроявление связано с продуктами переотложения коры выветривания	Формирование происходит одновременно с активным развитием процессов выветривания в областях мобили- зации материала					
	Формирование обусловлено разрушением реликтовых покровов рудоносных кор выветривания и первичных осадочных месторождений					

Типизация гипергенных железистых и железисто-глиноземистых накоплений Кубы

филя коры выветривания, второй связан с продуктами ее переотложения (Бугелыский, 1974). Имеющиеся в цитированной выше литературе, а также у нас материалы позволяют детализировать предложенную генетическую типизацию (таблица) и дать каждому подразделению геологическую, литологическую и палеогеографическую интерпретации. Описание материалов и наблюдений, касающихся этчх вопросов, составляет первую задачу настоящей работы. Исследования современных процессов выветривания в различных природных областях Кубы позволяют выявить решающие сочетания факторов бокситообразования: уровень атмосферного увлажнения и минеральный состав материнских субстратов. Вгорую задачу работы и составляет выяснение географии и палеогеографчи этого сочетания.

В заключение попытаемся ответить на поставленный выше вопрос о возможных причинах различия в масштабах накопления глиноземистого сырья Кубы и других островов Антильского архипелага.

ТИП РУДОПРОЯВЛЕНИЙ, ЛОКАЛИЗОВАННЫХ В ПРЕДЕЛАХ ПРОФИЛЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Тип рудопроявления имеет три частных вида (таблица). Развитие того или иного вида в основном определяется минералогическим составом материнской породы. Минерализация представлена гиббситом.

К первому виду отнесены гиббситоносные коры выветривания, развивающиеся за счет изменения главным образом алюмосиликатных магматических пород, средних и основных, лишенных слоистых силикатов, таких, как слюды, хлориты и смектиты. Характерным признаком кор выветривания этого вида является профиль без отчетливого деления на генетические горизонты.

Все известные нам рудопроявления описываемого вида связаны с породами жильной серии габбро-перидотитовых массивов. Наиболее интересное из них расположено на вершине, известной в литературе как Лома-де-Менсура. Материнской породой являются габбро-диабазы, которые состоят из зеленой роговой обманки (50—60%) и лабрадора (40—50%). Они содержат около 47% SiO₂ и 15% Al₂O₃.

Выветривание распространено вдоль сети литогенетических трещин отдельности. По этой причине многие крупные блоки имеют остаточные ядра свежей породы, а мелкие изменены полностью. Мощность элювиальных корок близ поверхности 2 см, вниз по разрезу коры выветривания постепенно сокращается.

В пределах внутренней части элювиальных корок, толщина которой не более 3-5 мм, происходит полное растворение лабрадора. На его месте образуются поры, частично или полностью заполненные бесцветным изотропным веществом с N=1,486-1,490. По оптическим свойствам это аллофан.

Аллофан метастабилен. Он быстро исчезает, и в порах появляется гиббсит. Последний идентифицируется с помощью оптических (Ng' = 1,587; Np' = 1,567; Ng' - Np' = 0,020), термографических (эндотермические реакции при 300—310°С), ИК-спектрографических (триплет в области 3400—3600 см⁻¹) и рентгеновских (d/n = 4,83 Å) методов.

Выделения гиббсита образуют полные псевдоморфозы в порах по плагиоклазам, инкрустируют стенки этих пор или слагают тонкие секущие жилки. В последних гиббсит тесно ассоциирует с гидроксилами Fe.

Роговые обманки разрушаются лишь в периферических частях элювиальных корок. Это сразу регистрируется появлением ржаво-бурых тонов окраски. В 1—1,5 см от свежего ядра зерна роговых обманок уже практически отсутствуют. На их месте остаются поры, выполненные сеткой гидроокислов Fe. В результате перечисленных процессов элювиальные корки оказываются образованными главным образом гиббситом и гетитом, которые идентифицируются по дифракционным рефлексам с d/n=4,83; 4,15 Å и рентгеноаморфными веществами неопределенного состава. Количество SiO₂ в элювии снижается до 10—11%, а Al₂O₃ увеличивается до 30%.

В пределах плато Пинарес-де-Маяри аналогичные элювиальные образования были встречены на склонах холмов в районе базы Академии наук Кубы и Плано-Инклинадо, а также в провинции Пинар-дель-Рио по северной периферии массива Кахальбана.

Гиббситоносные коры выветривания на средних и основных вулканитах, в которых в результате постмагматических гидротермальных процессов полевые шпаты, темноцветные минералы и стекла в той или иной степени метасоматически замещаются слоистыми алюмосиликатными минералами, относятся ко второму виду. Практика исследования подобных образований в материнских породах кор выветривания Кубы, в пределах горных массивов Сьерра-Маэстра, Сьерра-де-Сагва-Баракоа и др. показывает, что это главным образом смешанослойные хлорит-смектиты. смектиты, диоктаэдрические гидрослюды и хлориты. Отмеченные метасоматические процессы проходят неравномерно, и в породе остается то или иное количество остаточных блоков, в которых сохраняются первичные минеральные ассоциации (полевые шпаты, темноцветные, стекла). Реже в зонах гидротермальной аргиллитизации и окварцевания встречаются слюда-смектиты, каолинит-смектиты, каолинит и галлуазит. По рефлексу 4,77 А на рентгенограммах некоторых образцов из района Арройо-Баха можно предполагать присутствие здесь нордстрандита.

В коре выветривания обычно две зоны. Нижняя, дресвяная или дресвяно-глинистая, зеленовато-бурая. Она наследует мотив минералогического состава материнской породы, приобретенный ею в ходе постмагматических гидротермальных процессов. Мощность зоны несколько метров. Верхняя зона преимущественно глинистая, красноцветная или пестроцветная, мощностью до 5 *м*, характеризуется двумя линиями гипергенного минералообразования.

Породообразующие слоистые алюмосиликаты типа слюд, хлоритов и смектитов наряду с полным распадом, очевидно, растворяются инконгруэнтно с образованием в растворах обрывков структуры этих минералов. Последние, скорее всего, и являются причиной синтеза и накопления в элювии смешанослойного каолинит-монтмориллонита, определенного, согласно Б. А. Сахарову и В. А. Дрицу (Sakharov, Drits, 1973), по нецелочисленной серии базальных отражений и *d* первого базального рефлекса 7,3—8,3 Å и в качестве предельных форм несовершенного каолинита. В элювии присутствуют гетит, галлуазит, рентгеноаморфные алюмо-железисто-кремнистые образования неопределенного состава и реликты унаследованных минералов, в основном диоктаэдрические гидрослюды. Количество рентгеноаморфных соединений в элювии превышает 50%.

Исследования многочисленных разрезов показывают, что линия гипергенного изменения слоистых алюмосиликатов в описываемых корах выветривания характеризуется отсутствием минералов из группы гидроокислов Al.

Выветривание полевых шпатов, амфиболов, пироксенов, стекол и т. п., которые, как упоминалось, присутствуют в материнских породах кор выветривания этого вида лишь среди блоков пород, не измененных постмагматическими процессами, приводит к полному нарушению связей между Si, Al и Fe. В условиях резко выраженного промывного режима в элювиальной зоне в качестве предельных форм синтезируются гетит и гиббсит, и не создаются предпосылки для образования глинистых минералов. Первичная минеральная неоднородность материнской породы и обусловленное этим существование двух линий гипергенного минералообразования в коре выветривания являются причиной характерного строения верхней зоны профиля, когда в глинистом элювии, состав которого был определен выше, находятся ядра относительно свежей породы с коркой толщиной в несколько сантиметров, образованной гиббситом и гетитом.

К этому виду относятся рудопроявления, описанные нами в коре выветривания зеленокаменно измененных порфиритов Пико-Вайамеса в горах Сьерра-Маэстра, Ю. Ю. Бугельским и Ф. Формель-Кортина (1974) на р. Кайо-Гуам, а также находки «структурных бокситов» в районе Кесигва, Хигуани и Йаманигэй провинции Ориенте Е. Герасимова и др. (Guerasimov e. a., 1974).

Вид рудопроявления, связанный с внутрипочвенным латеритным горизонтом, описан в районе Педро-Пи провинции Гавана (Черняховский и др., 1975). Рудопроявление приурочено к широко распространенной на равнинах Кубы выветрелой песчано-глинистой толще нижне-среднечетвертичной формации Гевара. Профиль выветривания зональный и типичен для тропической подзолистой почвы.

В основании разреза на закарстованных известняках миоцена (горизонт D) залегают зеленовато-серые песчанистые глины (горионт C). Мощность их порядка 1 *м*. Выше в глинах появляются бурые, а затем красноватые пятна. Постепенно глинистая толща становится пестрой (горизонт B_2). Мощность 3—4,5 *м*.

В верхних частях разреза пестрые окраски постепенно бледнеют и сменяются желтыми. Одновременно относительно сокращается количество глинистого материала и появляются плотные железистые жилки, конкреции и плиты альвеолярного железистого латерита (горизонт A_2B_1). Мощность редко больше 0,5 *м*.

Выветрелая толща перекрыта однородно окрашенными красными глинами с галькой подстилающего латерита формации Вильяроха. Возраст этой формации верхи среднего — низы верхнего плейстоцена.

Анализ экспериментального материала свидетельствует о том, что основной компонентой зелено-серых глин основания разреза Педро-Пи является смектит (d/n = 14,5 Å).

Выветривание приводит к постепенному разрушению смектитовой составляющей. В горизонте пестрых глин смектит в качестве самостоятельной фазы уже отсутствует, и толща целиком образована смешанослойным каолинит-смектитом (d=7,36-7,51 Å). Наблюдается тенденция к сокращению количества смектитовых и увеличению каолинитовых пакетов в смешанослойном образовании вверх по разрезу. Это регистрируется понижением значений d рефлексов в основании горизонта A_2B_1 до 7,32 Å.

Каолинизация смектита сопровождается мобилизацией Fe, которое не входит в структуру каолинита, и лишь в очень небольших количествах Al. В результате возникают пестрые окраски элювия и железистые конкреции. В нижних частях пологих склонов и депрессионных формах рельефа, в пределах относительно более песчанистого горизонта A₂B₁ почвы, они сливаются в плиты упомянутого железистого латерита. Латеральной миграции Fe способствует относительный водоупор, которым служит глинистый горизонт B₂ почвы.

Конкреции из латеритного горизонта разреза Педро-Пи представлены красными и розовыми шлаковидно-сухаристыми образованиями. В их составе различаются белесая основная гравийно-песчано-алевритовая масса, представленная кварцем и обломками железистых бобовин, и сетка цементного вещества.

В цементной массе различаются ржаво-бурые колломорфные выделения в порах между обломочными зернами, неправильные участки с базальным цементом или хорошо выраженные оолиты с ядрами из обломков железистых бобовин и кварца. Это плохоокристаллизованный гетит (d/n=4,16 Å), небольшие количества гематита (d/n=3,65 Å) и рентгеноаморфные соединения Fe. В тесной ассоциации с гетитом находятся более светлые выделения, образованные коллоидальным метаколлоидным и кристаллическим гиббситом (d/n=4,83; 4,36 Å). Прожилки кристаллического гиббсита и микрожеоды в порах нередко являются преобладающим структурным элементом конкреций.

Микроскопические исследования вещества множества конкреций из других разрезов почвенных латеритов Кубы, подтвержденные комплексом физических методов, показывают, что эти конкреции образованы в основном гетитом, как правило, с большим количеством плохо окристаллизованного материала. Минералы группы гидроокислов Al для внутрипочвенных латеритов в общем случае не характерны.

ТИП РУДОПРОЯВЛЕНИЯ, СВЯЗАННЫЙ С ПРОДУКТАМИ ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ Коры выветривания

Тип рудопроявления имеет два частных вида (таблица). Минерализация представлена гиббситом, а иногда гиббситом и бемитом.

Рудопроявления, связанные с осадочными отложениями — продуктами переотложения активно развивающейся коры выветривания на Кубе, пространственно приурочены к габбро-перидотитовым массивам, бедным Al, и по этой причине представлены охрами, охрами с железистыми бобовинами, а также охрами с невыдержанными прослоями и линзами песков и талечников, которые состоят из железистых бобовин и желваков, нередко сцементированных в плиты бобово-обломочного железистого латерита. Условия залегания, особенности строения и состава отложений свидетельствуют о том, что это главным образом делювиальносолифлюкционные и аллювиально-пролювиальные образования. В наиболее влажных ландшафтах Кубы с нормой годовых осадков более 1800 мм они формируются в настоящее время, но чаще это реликтовые образования, связанные с плювиальными периодами плейстоцена.

Действующей моделью процесса формирования месторождения железистого аллювиально-пролювиального латерита бобово-обломочной структуры могут служить склоны горы Лома-де-Менсура и окружающие ее участки плато Пинарес-де-Маяри.

В области мобилизации материала, приподнятой над поверхностью плато до 200 *м*, на склонах Лома-де-Менсура находятся серпентиниты, иногда, как упоминалось, породы жильной серии.

Выветривание серпентинитов сопровождается образованием разрыхленных корок. На крутых склонах их толщина измеряется долями сантиметра, на более пологих — увеличивается до 2—3, реже 50 см. Сплошной элювиальный чехол свидетельствует о том, что скорость его формирования сопоставима со скоростью денудации склонов.

В элювиальных корках полностью разрушаются реликтовые зерна пироксенов и оливина. На их месте остаются поры с сеткой гидроокислов Fe. Минералы серпентиновой группы несут признаки сильной коррозии вплоть до полного растворения.

Выветривание сопровождается снижением объемного веса элювия от 2,4—2,7 в свежей породе до 1,3 г/см³ и менее в разрыхленной корке. Выносятся все породообразующие элементы, в том числе Si (в исследованных образцах до 0,47 г/см³) и Mg (до 0,54 г/см³). Fe и Al имеют тенденцию к относительному накоплению.

Исследования с применением комплекса методов (оптических, химических, термографических, рентгеновских и ИК-спектропрафии) показывают, что элювиальные корки образованы унаследованными минералами серпентинитовой группы, гетитом и рентгеноаморфными веществами. Количество унаследованных компонентов резко снижается к периферии корок. Полученные материалы заставляют считать основным механизмом выветривания серпентинитов процессы конгруэнтного растворения.

Материал рыхлых элювиальных корок легко разрушается и дает начало комплексу делювиально-солифлюкционных отложений. В элювиально-транзитных ландшафтах верхних и средних частей склонов развиваются желтоватые пористые охры или красновато-коричневые суглинки. Мощность их обычно до 1,5—2 м.

В обломочной составляющей суглинков и охр находятся разрыхленные серпентиниты, магнетит, реже роговые обманки, зерна оталькованных пород, хлориты, полевые шпаты, кварц, фитолитарии, представленные опалом, а также обломочные зерна гиббсита, происхождение которых связывается с разрушением описанного выше элювия пород жильной серии. Количество грубой кластики обычно не превышает 5—10%.

В основной массе отложений склона, по микроскопическим наблюдениям и данным физических методов, преобладают плохо окристаллизованный гетит и рентгеноаморфные компоненты. В некоторых образцах обнаружены гематит, хлорит, каолинит и смектит. Большая часть перечисленных продуктов унаследована от разрушающегося элювия и передвигается по склону механически.

Не менее важное значение при формировании отложений на склоне имеют продукты жидкого стока формирующегося элювия. Здесь не создается условий для аккумуляции Mg, и он практически целиком выносится за пределы массива, но какая-то часть Si, мобилизованного элювиальным процессом, остается на склоне в виде маломощных, секущих осадочные охры, жилок гипергенного кварцина (Ng' = 1,544; Np' = 1,535; d/n = 4,26; 3,4 Å). Однако они встречаются крайне редко.

Al и Fe в массе остаются в элювиальных корках и попадают в отложения склонов при механическом разрушении последних. В дальнейшем миграция их по склону осуществляется в форме минеральных обломков и суспензий. Микроскопические наблюдения показывают, что основная масса материала переносится именно таким образом. И все же специфика литогенетических процессов, происходящих на склоне, а затем и в подчиненных ландшафтах, обязана миграции Fe и Al в форме истинных или коллоидных растворов. Следы этой миграции можно видеть в различных проявлениях: это участки приповерхностной альвеолярной цементации охр, появление в них рыхлых или уплотненных бобовин и оолитов, железистые рубашки на гальках в руслах, дренирующих склоны ручьев, образование внутрипочвенных приповерхностных железистых корок и т. п.

Все отмеченные новообразования сложены главным образом плохо окристаллизованным гетитом (d/n=4,15; 3,33 Å) с примесью гематита (d/n=3,65 Å). Нередко встречаются бобовины и оолиты, образованные веществом, обладающим магнитными свойствами, с d/n=2,9; 2,51 Å, определенным как матгемит.

Специфика пород склона является причиной того, что минералы из группы гидроокислов Al не образуют крупных скоплений, однако небольшие концентрации кристаллического гиббсита в микрожеодах и прожилках среди железистых новообразований встречаются часто.

Количество железистых новообразований резко увеличивается в транзитных ландшафтах нижних частей склонов. Здесь формируются плотные и тяжелые красновато-коричневые охры. Довольно часто они бывают наполнены округлыми, иногда отчетливо ооидными железистыми сгустками и бобовинами. Все упомянутые продукты вовлекаются в цикл механической миграции по склону. По этой причине в охрах практически всегда присутствуют собственно конкреции и гальки этих конкреций, весьма сходные по внешнему виду.

Мощность отложений в нижних частях склонов иногда увеличивается до 10 м и более.

Появление в составе отложений склонового ряда транзитных ландшафтов больших количеств конкреций, а в твердом стоке соответственно песчано-гравийно-галечной кластики, состоящей из этих конкреций, является важным событием, определяющим специфику осадочных накоплений в областях аккумуляции.

В предгорьях Лома-де-Менсура кластика железистых бобовин совместно со шламом разрушающегося элювия поступает в многочисленные меандрирующие русла заболоченных ручьев.

В пойменных фациях аллювия иногда можно встретить оливково-зеленые или бурые песчанистые глины с линзами галечников, в которых определены обломки серпентинитов и железистые бобовины. В составе глин, по оптическим свойствам и данным химических и физических методов исследования, присутствует нонтронит со значительной примесью каолинита.

Русловые фации аллювия образованы более грубым материалом. Здесь можно видеть в разной степени сцементированные и сортированные песчано-галечные накопления, состоящие из отмытых железистых бобовин с той или иной примесью, обычно весьма незначительной, кварца, гиббсита или окатанных обломков пород склона. Местное разрушение сцементированных плит латерита и вторичное переотложение материала приводят к появлению в аллювии валунов, образованных скоплением железистых бобовин.

Цементация начинается в местах закрепления материала болотной растительностью. Хорошо видны все фазы этого процесса от едва скрепленных галечников с контактовым цементом до плотных песчано-гравийных линз и прослоев бобово-обломочного латерита с цементом типа выполнения пор. Цементация охр в этих условиях приводит к образованию плит альвеолярного латерита или линзовидных тел оолитовой структуры.

В цементе латеритов, по оптическим наблюдениям и данным рентгеновского анализа, преобладают рентгеноаморфные компоненты и плохо окристаллизованный гетит. Структура цемента с колломорфными формами выделения, оолитоподобными стяжениями, секущими охристые прослои прожилками, и т. п. свидетельствует об активном передвижении Fe в поровых растворах. Скорость цементации весьма значительна, поскольку в достаточно уплотненных породах был встречен щебень изрестняков, который привезен на плато для строительных целей.

В прошлом латериты подобного типа были развиты шире. Они связаны, очевидно, с отложениями формации Гуанэ, возраст которой верхний плиоцен — нижнечетвертичное время, и упомянутой выше формации Гевара. Часто они сохраняются в депрессиях карстового рельефа.

Бобово-обломочные и альвеолярные латериты с той или иной примесью кварцевого материала, относящиеся к этому интервалу времени. по литературным данным (Бугельский, Формель-Кортина, 1974) и нашим наблюдениям, встречаются на вершинах останцовых сопок в южных и северных предгорьях Сьерра-Кубитас, в районе Монте-Верде (провинция Ориенте) и пос. Родриго (провинция Лас-Вильяс), в северных предгорьях гор Кахальбона и Сагва-Баракоа и т. п. Карстовые ловушки, выполненные бобово-обломочным латеритом, известны в районе Леска (Сьерра-Кубитас), на участке Сан-Франциско (провинция Пинар-дель-Рио), в районе Аграмонте (провинция Матанас), у Нуэва-Херона (о. Пинос) и т. п. Исследования с помощью светового микроскопа и данные рентгеновского анализа обнаруживают в их составе гетит и рентгеноаморфные соединения неопределенного состава. Минералы из группы гидроокислов Al в латеритах встречаются редко (Сан-Франциско, Аграмонте, Нуэва-Херона, Моа). Наиболее интересны описанный Ю. Ю. Бугельским и Ф. Формель-Кортина (1974) участок Сан-Франциско и рудопроявление Moa.

Бобово-обломочные и оолитовые латериты района никелевого завода Моа состоят из кристаллического и метаколлоидного гиббсита, определенного с помощью оптических, химических и физических методов, гетита и маггемита (d/n=2,94; 2,51 Å). Гиббсит образует здесь основную массу цемента в пористых грубозернистых песках, сложенных железистыми бобовинками и катунами охр, встречается в секущих породу жилках и микрожеодах, а также образует концентры среди гетитовых или маггемитовых оолитов; Al₂O₃ здесь 14% при 2—4% SiO₂ и 68—75% Fe₂O₃.

Единственной причиной повышенных концентраций Al в латеритах следует считать присутствие в областях мобилизации глиноземистых пород. В частности, глиноземисто-железистые латериты в районе Moa, вероятно, обязаны широкому развитию пород габброидного состава.

К описываемому виду условно отнесено рудопроявление Кайо-Педрас (о. Пинос). Довольно значительная концентрация дисперсного бемита (d/n=6,11 Å), возможно, в ассоциации с нордстрандитом (имеется рефлекс с d/n=4,79 Å) обнаружена здесь в керне скважины на глубине 20 м в буровато-зеленых глинистых каолинитовых прослоях (d/n=7,16 Å)среди морских известняков плиоцен-четвертичной формации Авало.

Рудопроявления, связанные с продуктами переотложения реликтовых покровов коры выветривания, наиболее часто встречаются в составе средне-верхнеплейстоценовой формации Вильяроха, реже — среди верхнеплейстоценовых осадков формации Касабланка. Наряду с гиббситом обнаружены незначительные концентрации бемита. Формация Вильяроха слагает разбитые на блоки и приподнятые на различные высоты (первые метры — сотни метров) обширные плоские равнины и выровненные поверхности. Это красноватые или красновато-коричневые монотонно окрашенные глины, глинистые пески и галечники, происхождение которых можно связать с одной из последних гляцио-эвстатических трансгрессий. На большей части территории Кубы они пространственно связаны с сильно закарстованной поверхностью миоценовых и плиоцен-четвертичных известняков и нередко подстилаются выветрелыми алюмосиликатными породами.

В обломочной составляющей красноцветов находятся кварц и кремнистые породы, а также песчано-гравийно-галечный материал, образованный железистыми бобовинами и желваками. В громадном большинстве случаев происхождение последних связывается с разрушением внутрипочвенного латеритного горизонта формации Гевара.

Основная глинистая масса красноцветных отложений, по данным физических методов, образована несовершенным каолинитом и смешанослойным каолинит-смектитом. В красящем пигменте присутствуют аморфные гидроокислы Fe и гетит.

Характерной особенностью отложений, которая отличает их от всех более древних, является отсутствие следов профильного и латерального перераспределения материала, связанного с последующим выветриванием. Мощность отложений колеблется от долей до более 10 м.

Стратиграфическое положение и состав отложений свидетельствуют о том, что это продукты механического переотложения и интеграции, повсеместно развитой на различных породах, в том числе подстилающих отложениях формации Гевара пестроцветной коры выветривания, покров которой был частично или полностью уничтожен именно в период отложения описываемых красноцветов. В дальнейшем вследствие общего иссушения климата на большей части территории Кубы, за исключением горных районов, условия для формирования пестроцветных кор выветривания и активной мобилизации Fe и Al уже не возобновлялись.

Гиббсит в составе формации Вильяроха встречается в обломках выветрелых пород, в составе галек железистых бобовин и в тонкодисперсном состоянии. В последнем случае он обнаруживается лишь методом рентгеновского анализа и ИК-спектрометрии. Бемит, установленный по характерному рефлексу 6,1 Å, встречается только в тонкодисперсном виде.

Несмотря на очень широкое развитие красноцветных отложений на Кубе, минералы из группы гидроокислов Al в них встречаются эпизодически. Мы обнаружили незначительные концентрации гиббсита в обломках латеритного панциря среди песчанистых красных глин в окрестностях Ла-Мулата, Хагуэй-Гранде, Итаис, Иатерас, а также в обломках выветрелых пород среди охр на плато Пинарес-де-Маяри. Тонкодисперсный гиббсит был встречен в красновато-коричневых глинах близ Нуэва-Херона, в районе Ла-Махагуа (Пинар-дель-Рио), Педро-Пи, Каналдель-Рокэ и Плая-Магуна (Ориенте).

Описанные Ю. Ю. Бугельским и Ф. Формель-Кортина (1974) рудопроявления на равнинах севернее Сьерра-Кубитас и в верхних горизонтах участка Сан-Франциско, вероятно, также связаны с отложениями формации Вильяроха.

Тонкодисперсный бемит и гиббсит обнаружены в красных песчанистых глинах на закарстованной поверхности плиоцен-четвертичных известняков формации Авало на юге п-ова Гуанаакабибес и в красноватокоричневых песчанистых глинах, вскрытых мраморным карьером близ Нуэва-Херона. Последнее местонахождение вызывает особый интерес повышенным содержанием минералов из группы гидроокислов Al, а также присутствием минерала с рефлексом d/n=20,5 Å. Исследование этого минерала позволило предварительно определить его как смешанослойное образование, которое состоит из упорядоченного чередования каолинитовых и гиббситовых пакетов.

Незначительные концентрации бемита среди красных глин, сохранившихся в западинах карстового рельефа среди известняков формации Авало, известны в районах Плайа-Муэрте и Плайа-Санта-Мария-дель-Мар.

Красноцветные отложения формации Касабланка распространены ограниченно. Они известны вдоль северного и южного побережья Кубы в провинциях Пинар-дель-Рио, Гавана и Матанас и представлены конгломератами и брекчиями с обломками подстилающих известняков, кораллов и раковин морских моллюсков в красном глинистом или известково-глинистом цементе. Реже в составе формации встречаются красные глины, красноцветные и серые ракушечные известняки и т. п.

Основная масса глинистого цемента пород формации Касабланка, по данным рентгеновского анализа, полимиктовая. В ней обнаружены рентгеноаморфные компоненты, смектит, хлорит, иногда смешанослойный каолинит-смектит, смешанослойные образования, содержащие слюдистые пакеты и т. п.

Интересующая нас минерализация представлена тонкодисперсным бемитом, который обнаружен рентгеновским методом в основной массе глин и в красном глинистом цементе ракушечного известняка на правом берегу в устье р. Канимар в провинции Матанас. Гиббсит был встречен здесь в обломках железистых бобовин. Происхождение бемита среди морских красноцветных отложений Кубы, возможно, связано с переотложением материала, в частности локализованного среди упомянутых карбонатно-глинистых пород формации Авало.

ФАКТОРЫ БОКСИТООБРАЗОВАНИЯ И ИХ НЕОБХОДИМЫЕ СОЧЕТАНИЯ НА КУБЕ

Роль климата в формировании коры выветривания — прямого источника материала первичных бокситов и бурых железняков — выявляется при изучении активно развивающегося современного процесса. Четкий рубеж, когда, с одной стороны, происходит интенсивное разрушение породообразующих минералов и мобилизация многих элементов, в том числе Si, Fe, Al, а с другой — лишь относительно слабые деградационные трансформации слоистых алюмосиликатов и незначительная коррозия других минералов, что не сопровождается заметной мобилизацией элементов, проходит в тропической Кубе при норме годовых атмосферных осадков около 1800 мм. Очевидно, это такое количество, ниже которого формирование бокситов в условиях тропического климата невозможно. Такую и несколько большую норму осадков в настоящее время получают лишь горные районы (Trusov, 1967). Именно здесь развит покров активно развивающейся площадной пестроцветной каолинитовой коры выветривания и ее аналогов, и осуществляются условия для образования первичных рудопроявлений бурых железняков и бокситов. На большей части территории Кубы формирование пестроцветной коры выветривания в связи с общим иссушением климата прекратилось еще в конце среднего плейстоцена. Таким образом, имеющиеся геологические данные свидетельствуют о том, что современная климатическая обстановка на Кубе, в общем, не благоприятна для образования бокситов. Однако климатический фактор, судя по сохранившимся практически на всей территории республики реликтам кор выветривания, не препятствовал мобилизации Fe и Al в течение нижнего и среднего плейстоцена.

Последующие эрозионные процессы, в том числе обусловленные орогенезом верхнего плейстоцена — голоцена, следы которого видны повсеместно, очевидно, привели к разрушению какой-то части месторождений. Однако в связи с тем, что находки бокситов встречаются в кластике красноцветных отложений формации Вильяроха и голоценовых отложениях сравнительно редко, можно считать, что они не были так широко развиты как на других островах Антильского архипелага.

Причину этого явления мы склонны видеть в особенностях материнского субстрата кор выветривания Кубы (Черняховский, 1974, 1974₂). Полное нарушение связей между Si и Al при выветривании полевых шпатов, амфиболов, пироксенов, стекол и минералов из группы серпентинита, с одной стороны, и тенденция к инконгруэнтному растворению большинства слоистых алюмосиликатов, с другой, обусловливают существование двух линий гипергенного минералообразования в коре выветривания.

Здесь важно обратить внимание на то, что первая линия гипергенного минералообразования способствует максимальному разделению судьбы Si, Al и Fe, в то время как вторая, в условиях Кубы, связывая Si и Al в структуру каолинита, приводит к активной мобилизации лишь Fe, которое и образует местные незначительные аккумуляции в подчиненных ландшафтах. Выветривание пород, содержащих в качестве породообразующей компоненты минералы с каркасной структурой и др., перечисленные выше, приводит к тому, что Si практически полностью удаляется в конечные водоемы стока. В этих условиях синтез глинистых минералов в элювиальных и транзитных ландшафтах подавлен. Здесь образуются мобильные аморфные соединения и в качестве предельных форм минералы из групп гидроокислов Fe и Al. В транзитных ландшафтах происходит уже абсолютное накопление последних в виде шлама разрушающегося элювия и, что наиболее важно, в форме конкреций почвенного происхождения. Конкреции, формирующиеся в сингенетическую стадию процесса, в дальнейшем мигрируют в виде кластогенного материала и являются одним из основных полезных компонентов бобово-обломочных руд подчиненных ландшафтов. Однако широкое развитие на Кубе среди пород возможных источников мобилизации Fe и Al — серпентинитов и габброперидотитовых ассоциаций, бедных Al, обусловливает формирование преимущественно железистых латеритов и лишь в редких случаях железистых бокситов.

Таким образом, геологические материалы, подкрепленные детальным анализом процессов и продуктов изменения материнских субстратов разного минералогического состава, свидетельствуют о том, что на протяжении всей истории четвертичного периода на Кубе напряженность атмосферного увлажнения и обусловленная этим интенсивность гипергенных процессов всегда оставались на том уровне, когда мобилизация Fe и Al могла осуществляться в заметных масштабах только в случае материнских субстратов, лишенных слоистых алюмосиликатных минералов. Напротив, выветривание последних приводило к образованию в качестве предельных форм плохо окристаллизованного каолинита и мобилизации лишь Fe. Именно в связи с этим обстоятельством особое значение для понимания закономерностей локализации бокситонакоплений приобретает анализ распространения материнских субстратов, конкретно тех их литологических типов, в которых находятся, как породообразующая компонента, основные плагиоклазы и стекла. В этом отношении региональное развитие среди вулканитов Кубы, которые могли бы служить источником мобилизации Al, процессов высоко-среднетемпературного постмагматического гидротермального изменения и связанное с этим появление в их составе в качестве породообразующих компонентов слоистых алюмосиликатов следует считать основным отрицательным фактором, препятствующим бокситообразованию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Учитывая опыт исследования бокситообразовательных процессов на Кубе, можно подойти к представлениям о причинах возникновения богатых месторождений алюминиевого сырья Ямайки, Гаити и Пуэрто-Рико. Их можно искать в различиях климата и материнской породы.

По материалам Н. А. Лисициной (1973), уровень годового увлажнения, при котором разрушаются практически все породообразующие алюмосиликатные минералы, в том числе и характеризующиеся слоистой структурой, и обеспечивается мобилизация и удаление из элювиальной зоны SiO₂, приближается к 4000 *мм*. Хотя норма годовых осадков Ямайки в настоящее время несколько выше, чем на Кубе, — для большей части Ямайки 1800—2000 *мм* (Краткая географическая энциклопедия, 1966), она все же, вероятно, никогда в плиоцен-голоцене не достигала такого уровня. Вследствие этого коры выветривания и продукты их ближнего переотложения на Ямайке, как и на Кубе, имеют каолинитовый состав (Горецкий, 1960), а это исключает, в свою очередь, предположение В. А. Цанса (1964) и других о местных источниках бокситового материала.

В этих условиях наиболее вероятной гипотезой, объясняющей появление богатых месторождений Ямайки, Гаити и Пуэрто-Рико, является предположение (Goldich, Bergquist, 1948) о пепловой природе исходного материала бокситов, связанной с позднекайнозойской эксплозивной деятельностью вулканов Центральной Америки и островов Малого Антильского архипелага. Обстоятельную разработку этой гипотезы дали А. С. Калугин (1967) и М. В. Пастухова (1975).

ЛИТЕРАТУРА

Бугельский Ю. Ю. О возможной бокситоносности кор выветривания Кубы.— В кн.: Рудоносные коры выветривания. М., «Наука», 1974.

Бугельский Ю. Ю., Формель-Кортина Ф. О наличии бокситоносных кор выветривания на Кубе.— Кора выветривания, 1974, № 14. Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений.— Тр. ВИМС.

Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. Тр. ВИМС. М., 1960, вып. 5 (новая серия).

Калугин А. С. О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 1.

Краткая географическая энциклопедия, т. 5. М., «Советская энциклопедия»,, 1966.

- Лисицина Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М., «Наука», 1973. Пастухова М. В. Происхождение бокситов.— Природа, 1975, № 6.

Цанс В. А. Запасы бокситов на Ямайке. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., «Мир», 1964. Черняховский А. Г. Гиббсит в коре выветривания Приморской Аджарии.— Литол. и

полезн. ископ., 19741, № 1.

Черняховский А. Г. Принципиальная схема географической зональности элювиального процесса.— Кора выветривания, 1974₂, № 14. Черняховский А. Г., Градусов Б. П., Макарова О. В. Генезис каолинит-смектитов в ко-

рах выветривания. — Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4. Goldich S. S., Bergquist H. R. Aluminous lateritic soil of the republic of Haiti. W. I. —

U. S. Geol. Surv. Bull., 1948. Guerasimov E., Guriev G., Kostarov G., Saunders E. Hallazgo de bauxitus estructurales

en la provincia de Oriente. Resumenes Primera jornada sientifico-Tecnica. T. 11. D. G. G. G., Habana, 1974.

Sakharov B. A., Drits V. A. Mixed-Layer kaolinite-montmorillonite a composition of observed and calculated diffraction patterns. Clays a Clay min., Pergamon Press, v. 21, 197**3**.

Trusov I. I. Las pressipitaciones en Cuba. Institute Nacional de Recursos Hidraylicos, Habana, 1967.

\$

Геологический институт АН СССР,

Дата поступления 15.VII.1975

Москва

Институт геологии и палеонтологии АН Кубы, Гавана

۱

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 1,1976 r.

УДК 553.492(470.32)

ГИПЕРГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЙ ГЕНЕЗИС НЕКОТОРЫХ БОКСИТОВ КМА

Б. М. МИХАЙЛОЗ, Л. В. КЛЕКЛЬ

На основании изучения керна некоторых новых скважин, пробуренных на Белгородском участке Висловского месторождения КМА, авторы пришли к выводу, что образование бокситов на отдельных участках КМА происходило путем инфильтрации глиноземистых растворов в верхние горизонты серицит-шамозит-каолинитовой коры выветривания. При этом глинозем выпадал в виде бемитового геля, который частично заполнял поры, частично метасоматически замещал серицит.

За последние годы поисково-разведочные работы на бокситоносных площадях южного склона Воронежской антеклизы переместились к югу, непосредственно в район Белгорода, где проводится оценка Белгородского участка Висловского месторождения.

Строение докембрийского фундамента характеризуется здесь более пологим залеганием нижнепротерозойских отложений курской серии, что обусловлено положением участка в краевой периклинальной зоне Белгородского синклинория.

Курская серия в районе поисково-разведочных работ представлена переслаиванием мощных пластов железистых кварцитов и сланцев с подчиненными прослоями гравелитов, алеврофиллитов и мраморизованных известняков. Среди сланцев преобладают углисто-хлорит-серицитовые и кварц-серицитовые филлиты. Мощность отдельных пластов составляет десятки и сотни метров.

Рельеф фундамента, существовавший в эпоху бокситообразования, после захоронения был значительно искажен последующими тектоническими движениями. Мы с учетом материалов Л. С. Богуновой и В. Н. Клекля попытались восстановить его, исходя из представления о том, что кровля перекрывающих известняков веневского горизонта С₂ в момент регрессии моря была строго горизонтальной (фиг. 1). Рельеф оказался весьма хорошо выраженным, холмистым.

Холмы и отдельные гряды с относительными превышениями 20—40 *м* имеют пологие склоны. Лишь в отдельных случаях уклон составляет 15— 20°. Холмы и гряды приурочены почти исключительно к выходам на поверхность железных руд. Положение их и форма подчеркивают общий структурный план фундамента. Размеры холмов, возвышающихся над волнистой равниной, составляют 0,1—1 км². Расположенные между холмами понижения имеют значительно большую площадь. Важно отметить полное отсутствие следов речных долин в строении рельефа, составе покровных (осадочных) образований. Последние представлены обломочными часто щебнистыми делювиально-пролювиальными осадками либо отложениями мелководных заболоченных озер и низин. В ряде случаев есть основания допускать развитие карста в зонах более крутого падения чластов фундамента.



Фиг. 1. Палеогеографическая схема Белгородского участка во время формирования бокситов

Скважины: 1 — вскрывшие бокситы на поверхности, 2 — вскрывшие бокситы под железными рудами, 3 — бокситы отсутствуют; 4 — холмы и гряды высотою 20—40 ж; 5 — плоские, вероятно, заболоченные понижения; 6 — выходы на поверхность богатых железных руд; 7 — русла временных потоков

Кора выветривания на Белгородском участке развита повсеместно, но мощность ее относительно невелика. Здесь нет наблюдаемых на севере зон выветривания мощностью в 500—700 *м* и более. Обычно на глубинах 80—100 *м* от поверхности фундамента скважины вскрывают уже слабоизмененные железистые кварциты, и лишь в наиболее благоприятных зонах окисление и десилификация проникают на 150—200 *м*. Что касается сланцев, то они имеют «свежий» облик иногда уже на глубинах 30— 40 *м*. Правда, при изучении в шлифах в этих сланцах удается наблюдать первые признаки разложения пород, проявившегося в исчезновении органического вещества, выщелачивании карбонатов, окислении магнетита, лейкоксенизации ильменита и сфена, а иногда и в появлении отдельных мелких включений шамозита. Но в основном хлорит, серицит и кварц, составляющие основную массу породы, остаются без изменений.

Общей закономерностью является уменьшение мощности коры выветривания в пониженных участках рельефа по сравнению с выступающими грядами и холмами.

Поскольку основная масса бокситов Белгородского участка развита в пониженных местах рельефа, подробнее остановимся именно на этом типе разреза. Характерным для него является разрез скв. 2018 (фиг. 2).

Аллит светло-серый плотный серицит-шамозитовый с бемитом . .

723.8-721.1 Рыхлая шамозит-серицитовая светлая голубовато-серая бескварцевая порода с каолинитом, участками отчетливо сохраняет реликтовую слан-цеватость Боксит желтовато-серый шамозит-бемитовый с гиббситом и сидеритом, очень плотный, имеет сливной облик с отдельными мелкими кавер-пористый с отчетливой реликтовой сланцеватостью . . 709,7-702,4 Обломочная кавернозная существенно шамозитовая порода с гиббси-Глина углистая черная с включениями тонкозернистого пирита Известняк светло-серый глинистый с тонкими прослоями глинистого Практически все скважины Белгородского участка, расположенные

на пониженных участках рельефа, имеют аналогичные разрезы и характеризуются отчетливо выраженным трехчленным строением; зоны 1) гидратированных сланцев: 2) серицит-каолинит-шамозитовая; 3) бокситов.

Зона гидратированных сланцев развита повсеместно. Мощность ее колеблется от 5—8 до 30—40 м, увеличиваясь в местах более крутого падения пород фундамента. Для сланцев этой зоны характерно сохранение текстурно-структурных особенностей материнских пород. Как правило, это светло-зеленовато-серые породы с бурыми пятнами гидроокислов железа по плоскостям сланцеватости; состоят они в основном из кварца и серицита, с примесью каолинита и шамозита. Из акцессорных минералов присутствует циркон, турмалин, содержание которого иногда достигает 10—15%.

Наименее устойчив в этой зоне кварц, представленный изъеденными, с расплывчатыми краями зернами до 0,016 мм. В верхней части разреза его количество резко уменьшается.

Для серицита, представленного чешуйками до 0,024 *мм* по удлинению, характерно двупреломление 0,010—0,028. Отклонение оптических характеристик связано не с гидратацией слюды, а является результатом непосредственного развития каолинита по серициту. Рентгенографические исследования подтверждают отсутствие гидрослюды и наличие каолинита.

Шамозит микрочешуйчатый, образует бледно-зеленоватые скопления среди каолинит-серицитовых агрегатов и ярко-желтовато-зеленые скопления вблизи зерен мартита. В исследованных образцах гидратированных сланцев обнаружен бемит. Его присутствие установлено на дифрактограмме по рефлексам 6,1; 3,16; 2,345 Å.

Объемный вес сланца уменьшается от 2,7 (невыветренная порода) до 2,03 г/см³. Это связано главным образом с растворением и интенсивным выносом кварца и частично CaO (табл. 1). Мg, K, находясь в составе слюд, полностью сохраняются в породе.

Серицит - каолинит - шамозитовая зона характеризуется интенсификацией процессов дифференциации вещества, что часто приводит к почти полному разрушению пород и переходу их в рыхлую массу, состоящую из мелких серовато-белых обломков.

Строение зоны иногда усложняется за счет появления в ее нижней и верхней частях уплотненных прослоев, представленных аллитом с полосчато-сланцевой текстурой. Последняя обусловлена чередованием участков выветренных сланцев и интенсивно шамозитированных серовато-зеленых пород с явно выраженной псевдобобовой структурой. Псевдобобовины— это светлые округлые реликты выветренных сланцев, в шлифе «остоят преимущественно из серицита и разрушенных сдвойникованных агрегатов гиббсита, по которым развивается микрочешуйчатый зеленоватый шамозит. Цемент представлен чешуйками серицита и зеленоватым шамозитом. Мельчайшие вкрапленники бемита тесно связаны с шамозитом и обычно рассеяны в нем. Повсеместно присутствуют раздробленные обесцвеченные зерна турмалина и тонкораспыленные вкрапленники гидрогематита.

Основная рыхлая порода зоны состоит из интенсивно шамозитизированных серицит-каолинитовых агрегатов с реликтовой сланцеватой текстурой.

Рентгенографические исследования подтверждают присутствие здесь бемита.

Объемный вес изменяется от 1,65 для рыхлых разностей до 2,17 г/см³ для уплотненных прослоев. В штуфе и в шлифах нет следов





SiO₂: 1 — в алюмосиликатах, 2 — в кварце; 3 — Al₂O₃; 4 — Fe₂O₃; 5 — FeO; 6 — П. п. п.; 7 — K₂O; 8 — прочие окислы контракции пород, а наоборот, отчетливо установлен привнос в породу коллоидальных глиноземистых соединений, цементирующих ранее находившуюся здесьрыхлую массу.

Поведение химических элементов сохраняет ту же тенденцию, что и в предыдущей зоне, с той лишь разницей, что Si выносится значительно медленнее и только из алюмосиликатов, а B участках более интенсивной шамозитизации существенно увеличивается содержание закисного железа. главным образом за счет перехода Fe³⁺ в Fe²⁺.

Зона бокситов выделяется в разрезе коры выветривания большей плотностью и повышенным объемным весом. Бокситы повсеместно отчетливо сохраняют реликтовую сланцевую текстуру.

В низах этой зоны бокситы плотные с хорошо выраженной псевдобобовой структурой. Псевдобобовины в 0,5—2 мм составляют 60% объема породы, выполнены по краям кристаллами бемита ромбовидной и чечеви-

цеобразной формы с хорошо выраженной спайностью, средний размер кристаллов 0,025×0,01 мм. Центральная часть псевдобобовин полая либо выполнена микрокристаллической смесью гиббсита и шамозита. Промежутки между псевдобобовинами заполнены шамозитом, темно-бурозеленым изотропным с микрокристалликами бемита и разрушенными крупными зернами сидерита, покрытыми пленкой гидроокислов железа. Пустоты, образованные при выщелачивании сидерита, заполнены шамозитом.

Постепенно снизу вверх псевдобобовая структура сменяется щелевидно-макропористой, образование которой обусловлено выщелачивани-

Таблица 1

Химический состав коры выветривания *, скв. 2018

											<u>, </u>	·		
Номер образца	Объем- ный вес г/см ⁸	Глубина, <i>м</i>	SIO ₂	TiO2	Al ₂ O ₈	Fe ₂ O ₈	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K2O	П. п. п.	Сумма
11/4	2,06	702,4-701,9	$\frac{14,99}{0,31}$	$\frac{1,17}{0,02}$	$\frac{43,89}{0,90}$	$\frac{4,83}{0,099}$	$\frac{13,11}{0,27}$	0,53 0,01	_	$\frac{0,60}{0,01}$	$0,12 \\ \overline{0,002}$	$\begin{array}{c} 0,11\\ \overline{0,002} \end{array}$	$\frac{20,45}{0,42}$	99,80
10/4	2,03	704,15-702,4	$\frac{12,14}{0,25}$	$\begin{array}{c c} 1,23\\ \hline 0 & 02 \end{array}$	$\tfrac{49,29}{1,00}$	$\frac{3,10}{0,06}$	$\frac{18,49}{0,38}$	$\frac{0,31}{0,006}$		$\frac{0.50}{0.01}$	-	_	$\frac{13,32}{0,27}$	98,38
		706, 3 5—704,15	$\frac{10,25}{0,21}$	$\frac{2,10}{0,04}$	$\tfrac{52,60}{1,07}$	$\frac{2,13}{0,04}$	$\frac{14,89}{0,30}$	$\frac{0,95}{0,02}$	-	$\frac{1,22}{0,02}$	—	-	$\frac{15,22}{0,31}$	99,35
		707,9-706,35	8,50	$\frac{1,63}{0,03}$	$\frac{54,40}{1,10}$	$\frac{1,74}{0,035}$	$\frac{13,63}{0,28}$	$\frac{0,87}{0,02}$		$0,05 \over 0,001$	_		$\frac{16,58}{0,33}$	97,40
		709,75-707,9	9,20 0,18	$\frac{1,83}{0.04}$	$\frac{51,40}{1,04}$	$\frac{2,16}{0,04}$	$\frac{16,22}{0,33}$	$\frac{0,55}{0.01}$	-	$0,53 \\ 0,01$	$0,32 \\ 0,006$	$\frac{0,51}{0,01}$	$\frac{16,58}{0,34}$	<u>99,20</u>
8/4	1,90	710,85-709,75	<u>8,80</u> 0.17	$\frac{2,00}{0.04}$	$\frac{49,80}{0,94}$	$\frac{2,23}{0.04}$	$\frac{17,70}{0.34}$	$\frac{1,12}{0,02}$	_	$0,27 \\ 0,005$			$\frac{17,75}{0.33}$	<u>99,67</u>
		711,2-710,85	$\frac{12,05}{0,23}$	$\frac{1,69}{0.03}$	$\frac{44,4}{0.84}$	$\frac{2,14}{0.04}$	$\frac{21,26}{0,40}$	$\frac{0,77}{0.01}$		$\frac{0,14}{0,002}$	0,17	$\frac{3,46}{0.06}$	13,49 0.25	99,57
7/4	1,67	714,55—711,2	$\frac{35,20}{0,59}$	$\frac{1,19}{0.02}$	$\frac{31,20}{0.52}$	$\frac{2,69}{0.04}$	$\frac{16,00}{0.27}$	$\frac{1,07}{0.02}$	_	$\frac{0,41}{0,006}$	0,19 0,003	$\frac{5,09}{0.08}$	<u>6,76</u> 0,11	99,80
6/4	1,65	719,15—714,55	$\frac{39,95}{0.65}$	$\frac{1,21}{0.02}$	$\frac{31}{0.52}$	$\frac{1,86}{0.03}$	$\frac{11,33}{0,19}$	$\frac{1,17}{0,02}$	_	0,27 0.004	0,22 0,004	4,81	8,08	<u>100,30</u>
5/4	2,17	721,1-719,15	$\frac{39,0}{0.84}$	$\frac{1,01}{0.02}$	$\frac{31,8}{0.69}$	$\frac{1,53}{0.03}$	11,3 0.24	$\frac{2,24}{0,05}$	0,02	0,13 0.003	0,19	$\frac{1,95}{0.04}$	9,14 0,19	98,31
4/4	2,07	723,85721,1	$\frac{26,4}{0.55}$	$\frac{1,17}{0.02}$	$\frac{26,8}{0.55}$	$\frac{2,13}{0.04}$	$\frac{18,03}{0.37}$	1,37	0.01	0,13 0.003	0,21	$\frac{2,81}{0.06}$	$\frac{13,0}{0.27}$	93,06
3/4	2,03	724,85—723,85	$\frac{40,7}{0.82}$	$\frac{1,12}{0,02}$	$\frac{30,80}{0.62}$	7,20 0.14	5,43	1,56	0,02	0,000 0,27 0.005	$\frac{0,14}{-}$	$\frac{5,91}{0.12}$	7,19	100,34
Среднее из 5 анализов	2,50		$\frac{62,12}{1,55}$	$\frac{0,61}{0,02}$	$\frac{18,03}{0,45}$	$\frac{3,49}{0.08}$	$\frac{3,52}{0,09}$	$\frac{1,75}{0,04}$	$\frac{0,12}{0,003}$	$\frac{1,28}{0,03}$	$\frac{0,45}{0,01}$	$\frac{4,80}{0,12}$	3,54 0,09	99,71

* В числителе — весовые проценты, в знаменателе — концентрации, *с/см*³.

93

ем более рыхлых псевдобобовин. Каменистый серовато-зеленый скелет породы сложен бемитом и хорошо раскристаллизованным темно-зеленым шамозитом, микрочешуйчатым, представляющим, по данным рентгено-структурного анализа, смесь ячеек моноклинного и ортогонального шамозита. Бемит представлен ромбовидными, бочонковидными кристаллами $0,015 \times 0,025$ мм, образующими кайму вокруг выщелаченных пустот, вкрапленники либо самостоятельные скопления среди шамозита. Серицит исчезает из породы, оставаясь в незначительных количествах только в основании зоны. Отсутствие в зоне бокситов следов контракции пород дает полное основание провести объемные пересчеты химического состава (табл. 1, фиг. 2).

Анализ геохимической диаграммы показывает, что наблюдаемое здесь увеличение объемного веса более чем на 20% происходит главным образом за счет привноса Аl. Количество последнего в единице объема увеличивается вдвое. При этом отмечается существенный вынос Si, Mg, К. Значительно возрастает содержание Ті. Если бы выветривание пород верхней зоны протекало только путем дальнейшего последовательного выноса (без привноса Al₂O₃ со стороны), то, как показывают расчеты, этот процесс не привел бы к возникновению бокситов. Судя по геохимической диаграмме, при тех же содержаниях SiO₂ в верхней зоне коры выветривания возникла бы порода с объемным весом 1,2-1,5 и кремневым модулем (Al_2O_3/SiO_2) не более 2—2,5. Таким образом, следует сделать. первый вывод, что значительная часть бокситов как руд, характеризующихся кремневым модулем более 3 на Белгородском участке КМА, возникла в результате инфильтрации Al, его гипергенного метасоматоза, обусловленного высокой степенью подвижности Al и Ti на определенных. стадиях бокситогенерирующего процесса. Это коренным образом отличает рассматриваемые бокситы Белгородского участка от бокситов латеритных покровов. Возникновение последних, как известно, определяется стабильностью Al и Ti или в крайнем случае перемещением их только в пределах бокситового профиля.

Другой вывод, который следует из приводимого фактического материала, касается времени возникновения бокситов. Очевидно, они образовались позже на месте уже существовавшего зонального каолинит-серицитового профиля коры выветривания. Геохимические особенности формирования последнего определялись интенсивным растворением и выносом кварца, частичной гидратацией вещества и, вероятно, восстановлением окисного Fe при практически полной стабильности всех прочих элементов (включая K, Na, Mg). Формирование горизонта псевдоморфных бокситов сопровождалось резким изменением миграционной способности элементов. Бывшие стабильными щелочи и щелочные земли приобретают подвижность и интенсивно выносятся из породы. При этом имеет место инфильтрация Al, Ti и закисного Fe. Изменение миграционной способности элементов приводит к возникновению иных минеральных ассоциаций; на месте существенно серицитовых, серицит-хлоритовых (шамозитовых) пород возникают гиббсит-бемит-шамозитовые бокситы.

Высказанные выше соображения по существу не столь новы, как это может показаться на первый взгляд. Многие известные исследователи бокситов КМА (А. П. Никитина, Б. Н. Одокий, В. Н. Клекль, В. И. Сиротин и др.) в своих работах неоднократно возвращались к вопросу о времени и стадиях формирования коры выветривания и бокситов, приводя убедительные доказательства их асинхронности. Так, еще В. Н. Клекль (1969) отмечал, что «латеритная зона образовалась на уже подготовленных бескварцевых глинистых корах выветривания» (стр. 7). Н. И. Голивкин (1974) в истории формирования бокситов выделил два этапа. При этом «... в первый этап» (в дотурнейское время) «были сформированы богатые железные руды и каолинит-гидрослюдистые коры выветривания...» (стр. 4), а во второй (в конце турне — начале визе) «...каолинит-гидрослюдистые продукты выветривания подверглись дальнейшему разложению с образованием... бокситов (стр. 4)». При этом вышеупомянутые исследователи не сомневаются в остаточной (латеритной) природе всех бокситов КМА. Именно это-то положение и представляется нам недостаточно обоснованным. Бокситоносные разрезы, вскрытые скважинами в понижениях рельефа докембрийского фундамента на Белгород-



Фиг. 3. Геохимическая диаграмма разреза коры выветривания скв. 1809.

Условные обозначения см. на фиг. 2

ском участке Висловского месторождения, несомненно, имеют иную природу. Насколько широко распространены подобные бокситы на других месторождениях? Какова была роль гипергенно-метасоматических процессов при формировании Воронежской бокситоносной провинции? Пока что обоснованно ответить на эти вопросы трудно, как и нельзя достаточно корректно воспроизвести фациальные обстановки привноса и выпадения глинозема.

Но, с другой стороны, полученные выводы позволяют, как нам представляется, удовлетворительно объяснить ряд других, казалось бы, загадочных породных взаимоотношений, наблюдаемых на Белгородском участке, в частности развитие псевдоморфных бокситов под пластами мартитизированных железистых кварцитов. Типичным примером этому может служить разрез скв. 1809 (фиг. 3), расположенный уже на склоне палеогряды.

Сланцы осветленные каолинит-шамозит-серицитовые . Боксит шамозит-бемит-гиббситовый серый с зеленоватым оттенком, мелкобобовый; боксит отчетливо сохраняет реликтовую субгоризонтальную сланцеватость материнских пород; сланцеватость подчеркнута также прослойками, содержащими различные количества бобовин Каолинит-гиббсит-шамозитовый серый боксит, крупногоризонтальнослоистый со слабо выраженным бобовым строением, плотный, в нижней части слабопористый, у кровли в боксите наблюдаются ожелезнения в виде налетов и пленок окислов Fe 676.1 - 673Гидрогематитовая субгоризонтальнополосчатая красная руда; в основании слоя она кавернозна, отдельные каверны заполнены гетитом, шамозитом с примесью бемита, сидеритом 673---667 Гидрогематит-мартитовая полосчатая красно-черная руда с кальцитовыми жеодами, включениями пирита и отдельными прослойками зеле-Брекчия из обломков железной руды, сцементированная шамозитом Известняк светло-серый с остатками фауны, в основании известняк

В геологическом разрезе этой скважины выделены аналогично разрезу скв. 2018 три зоны.

В зоне гидратированных сланцев с исходным объемным весом 2,73 г/см³ наблюдается снизу вверх интенсивное выщелачивание кварца и более слабое развитие каолинита и шамозита по серициту. На границе раздела между зоной гидратированных сланцев и каолинит-шамозитовой резко увеличивается содержание шамозита.

Каолинит-шамозитовая зона характеризуется резким уменьшением объемного веса до 1,95 г/см³. Для нее, как и в предыдущей скважине, характерно сохранение реликтовой сланцеватой текстуры, вместе с этим отмечается зарождение псевдобобовой структуры, полностью отсутствует кварц; приобретает подвижность SiO₂, связанный в алюмосиликатах. Основные породообразующие минералы бобовин: каолинит, шамозит и серицит. В цементе преобладает буровато-зеленый микрочешуйчатый шамозит.

Зона бокситов характеризуется повышением объемного веса до 2,02 *с/см*³, но разница между двумя соседними зонами не столь резкая, как в скв. 2018.

Микроскопическое исследование выявило, что бокситы в основном образованы бобовинами из гиббсита и шамозита. Гиббсит представлен водянисто-прозрачными неправильной формы сдвойникованными агрегатами. Бобовины часто сливаются между собой либо сцементированы скрытокристаллическим веществом с колломорфными структурами. По данным рентгеноструктурного анализа, вещество цемента состоит из раскристаллизованной смеси шамозита и бемита. В цементе гнезда размером 0,032—0,08 мм, выполненные сферической формы полисинтетическими двойниками крупнокристаллического гиббсита. Перекрытие бокситов мощным пластом ненарушенных окисленных железных руд курской серии, отчетливое и полное сохранение реликтовых структур сланцев позволяет утверждать, что абсолютное увеличение количества Al₂O₃ в зоне псевдоморфных бокситов связано с привносом его со стороны путем боковой миграции глиноземистых растворов (фиг. 3).

Интересно отметить, что по сравнению со скв. 2018, расположенной в блюдцеобразном понижении, здесь на склоне палеовозвышенности привнесенного (аллохтонного) Al значительно меньше. Кроме того, отличен и минеральный состав: если в разрезе бокситовой зоны скв. 2018 абсо-

Химический состав коры выветривания *, скв. 1809

Номер образца	Объем- ный вес г/см ^а	Глубина, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	М́nO	CaO	NagO	K ₂ O	П. п. п.	Сумма
16/4	3,2	666,15664,0	$\frac{10,31}{0,33}$	$\frac{0,33}{0,01}$	$\frac{11,79}{0,38}$	$\frac{49,02}{1,56}$	$\frac{16,36}{0,52}$	$\frac{1,0}{0,03}$	_	$\frac{1,0}{0,03}$	_	_	$9,33 \over 0,298$	<u>99,14</u>
17/4	3,0	670,0669,70	$\frac{4,05}{0,12}$	$\frac{0,18}{0.005}$	$\frac{4,13}{0,12}$	$\frac{38,92}{1.16}$	$\frac{28,45}{0.85}$	$\frac{2,55}{0.08}$		$\frac{2,44}{0,07}$	-	_	$\frac{16,84}{0,50}$	97,56
	2,8	672,30-672,60	$\frac{8,09}{0,22}$	$\frac{0,34}{0.01}$	$\frac{8,82}{0,25}$	$\frac{16,01}{0.44}$	$\frac{32,28}{0,90}$	-	_			-	$\frac{23,99}{0.67}$	89,53
18/4	2,56	676,10-673,0	$\frac{17,01}{0.43}$	$\frac{1,43}{0.04}$	$\frac{33,94}{0.87}$	3,13	$\frac{23,95}{0.61}$	$\frac{1,23}{0,03}$	_	$\frac{0,40}{0,01}$	$\frac{0,16}{0,004}$	$\frac{0,28}{0,007}$	$\frac{15,16}{0,39}$	96,69
19/4	2,02	677,0-676,10	$\frac{10,55}{0,19}$	$\frac{1,05}{0,03}$	$\frac{43,54}{0.88}$	$\frac{3,11}{0.06}$	$\frac{17,93}{0.37}$	$\frac{0,88}{0.01}$		$\frac{0,26}{0.005}$	_	_	$\frac{20,93}{0,42}$	98,25
	2,02	681,10-677,0	8,05	$\frac{1,50}{0.03}$	$\frac{41,83}{0.85}$	3,14	$\frac{19,97}{0,40}$	$\frac{0,87}{0,02}$	_	$\frac{0,48}{0,009}$	0,16	0,10	$\frac{22,5}{0.45}$	98,60
	2,02	682,65-681,10	8,36	$\frac{1,48}{0.03}$	$\frac{42,38}{0.85}$	$\frac{4,32}{0.09}$	$\frac{16,75}{0,33}$	$\frac{1,11}{0,02}$	_	$\frac{0.34}{0.007}$	-	-	$\frac{23,48}{0.48}$	98,222
20/4	1,95	685,90-682,65	26,30	$\frac{1,55}{0,02}$	$\frac{34,42}{0.67}$	4,30	$\frac{16,18}{0.24}$			-	_	_	11,80	94,55
	1,95	687,65-685,90	$\frac{33,85}{0.66}$	1,40	$\frac{32,71}{10,62}$	2,97	$\frac{12,58}{0.24}$		_		$\frac{0,16}{0,002}$	$\frac{3,44}{0,07}$	$\frac{10,20}{0,24}$	97,63
	1,95	690,35-687,65	$\frac{36,18}{0.70}$	1,38	33,88	5,80	5,06		_	_	0,003 —		$\frac{10,21}{10,24}$	92,54
21/4	2.10	693,15-690,35	0,70 <u>37,22</u>	1,35	0,66 <u>32,57</u>	0,11 9,32	0,10 3,27	_		_	_	_	9,96	93,69
	2.10	697,20-693,15	0,78 <u>41,38</u>	0,03 <u>1,21</u>	$0,68$ $\underline{30,09}$	0,19 <u>10,64</u>	0,07	~~	_	_	_	_	0,21 7,79	<u>91,70</u>
	2 60	702 7 807 20	0,87 $50,70$	0,02 1,37	0,63 $29,52$	0,22 8,07	0,01 2,80				0,12	3,61	0,16 <u>4,24</u>	100,43
	2,00	102,1-091,20	1,31	0,03 0.52	0,77	0,21	0,07	1 15		0.60	0,003	0,09	0,11	99.83
5 анализов	2,60		$\frac{30,01}{1,51}$	$\frac{0,52}{0,01}$	$\frac{21,30}{0,55}$	$\frac{2,74}{0,11}$	0,11	$\frac{1,13}{0,03}$	$\left \frac{0,11}{0,002} \right $	$\frac{0,00}{0,015}$	$\frac{0,10}{0,004}$	$\frac{0,00}{0,17}$	0,11	

* В числителе — весовые проценты, в знаменателе — кон.;ентрации, г/см³.

лютно преобладали бемит и шамозит, то в скв. 1809 имеет место существенно каолинит-гиббситовый состав руд с шамозитом и бемитом (табл. 2).

Проведенный анализ размещения в профиле выветривания высокоглиноземистых минералов — бемита, гиббсита, шамозита и каолинита показал, что гиббсит и каолинит возникали на более ранней («добокситовой») стадии преобразования протерозойских сланцев. Обычно они образуют псевдоморфозы по первичным минералам сланцев, слагая участки с хорошо сохранившейся структурой материнских пород. В то же время бемит и шамозит, судя по данным изучения пород в шлифах, возникают в процессе раскристаллизации глиноземных гелей. Они образуют колломорфные выделения метаколлоидов, либо частично развиваются по гиббситу и каолиниту, нарушая первичную структуру пород. В бемитшамозитовых породах, как правило, сохраняется лишь текстура сланцев, подчеркнутая расположением по плоскостям реликтовых минералов.

Существенным отличием рассматриваемого разреза от разреза латеритных олигоцен-четвертичных покровов, широко распространенных в современной тропической зоне Земли, является также поведение щелочей, и в первую очередь К. Как следует из геохимических диаграмм (фиг. 2, 3), К сохраняется в разрезе коры выветривания вплоть до самой верхней бокситовой зоны. При этом, как отмечалось выше, здесь отсутствуют так характерные для более молодых кор выветривания процессы гидратации слюды, а имеет место прямое замещение слюды каолинитом и чаще шамозитом.

Содержание редких и рассеянных элементов в коре выветривания и бокситах Белгородского участка крайне низко и находится на пределе чувствительности спектрального полуколичественного анализа. Можно лишь отметить пятикратное увеличение содержания Mn в гипергеннометасоматических бокситах скв. 2018. Это тем более интерсно, поскольку повышенные его содержания (до 0,25%) отмечаются в окисленных железных рудах, слагающих возвышенные участки рельефа. Не исключено предположение о том, что Mn мигрировал совместно с Al и осаждался в зоне бокситов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный выше новый фактически материал по разведуемому Белгородскому участку Висловского бокситового месторождения КМА позволяет следующим образом восстановить фациальную обстановку времени формирования бокситов (фиг. 1). Белгородский участок представлял собой слабоволнистую приподнятую равнину, на которой возвышались отдельные холмы и гряды высотою до 20-40 м. Вершины этих гряд и холмов в большинстве случаев были сложены гипергенными железными рудами. Лишь некоторые останцы были образованы выщелоченными сланцами. В связи с интенсивной дислоцированностью пород фундамента, наличием ослабленных зон и развитием автономного карста здесь практически отсутствовали речные системы. Выпадавшие осадки на участках крутого падения пластов непосредственно фильтровались в глубь протерозойского фундамента, а при пологом залегании по ложкам и балкам собирались в небольшие блюдцеобразные понижения, являвшиеся весьма характерными формами рельефа. В районе отсутствовал единый уровень грунтовых вод. Последние образовывали отдельные изолированные бассейны, форма и глубина залегания которых строго контролировались строением и составом фундамента. В большинстве случаев в границах плоских понижений уровень грунтовых вод был высок, что очень часто приводило к их заболачиванию. Особенностью периодически возникавших болот была их весьма напряженная гидродинамическая активность и связанное с этим относительно невысокое количество продуцируемого органического вещества.

Кислотно-щелочные свойства, а также окислительно-восстановительный потенциал вод, скапливавшихся и проходивших через эти понижения, определялись главным образом не органическим веществом и его производными, а другими причинами (в частности, высоким содержанием углекислоты в атмосфере, фильтрацией вод, приходящих из глубинных артезианских бассейнов, и пр.).

Иными словами, это были не современные болота, а совершенно особый неизвестный сейчас тип фациальных обстановок, определявший существенно иное поведение Al, и в первую очередь его весьма высокую миграционную способность. Появление вод, резко обогащенных Al и в то же время бедных Si, можно представить себе, например, если мы допустим, что атмосферные осадки резко подкислялись, еще не попадая на Землю. Это могло происходить в условиях высокого содержания СО₂ в атмосфере плюс более интенсивной электронапряженности Земли, отмечаемой для тех времен. Последнее обстоятельство приводило к генерации азотной кислоты непосредственно из воздуха во время грозовых разрядов и, соответственно, резкому подкислению выпадаемых осадков (Беккинг и др., 1963). рН вод во время гроз иногда даже в современных условиях понижается до 3.

Кислые воды интенсивно разлагали алюмосиликаты кор выветривания, переводя в раствор Al, и в меньшей мере Si. Кремнево-алюминиевые воды, попадая в плоские понижения, медленно фильтровались в кору выветривания. Сталкиваясь здесь с щелочными минералами (в первую очередь со слюдой), они, очевидно, понижали свою кислотность, что приводило к интенсивному выпадению Al. Одновременно с этим Si, оставаясь в ненасыщенном состоянии, не только не выпадал в раствор, а, наоборот, продолжал увеличивать свою концентрацию за счет разложения алюмосиликатов верхних горизонтов коры выветривания низин. АІ выпадал здесь в виде самостоятельных колломорфных обособлений и образовывал псевдоморфозы по минералам, содержащим SiO₂.

В дальнейшем, уже после формирования гипергенно-метасоматического покрова псевдоморфных бокситов, в районе установился режим, благоприятный для возникновения богатой тепло- и влаголюбивой растительности, что связано, по-видимому, с общим понижением базиса эрозии, появлением постоянных водоносных горизонтов, заболоченных пространств и, возможно, рек. В этих условиях протекали процессы деградации верхних горизонтов гипергенно-метасоматических покровов, сопровождавшиеся инфильтрацией богатых органическими соединениями и хеллатами растворов, что приводило к появлению сидерита, каолинита и прочих спутников типично болотных обстановок.

ЛИТЕРАТУРА

Беккинг Л., Каплан И., Мир Д. Пределы колебаний рН и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред. В кн.: Геохимия литогенеза, М., Изд-во иностр. лит., 1963.

Голивкин Н. И. О генезисе бокситов Белгородского типа и благоприятных для их поисков структурных признаках. Разв. и схрана недр, 1974, № 6. Клекль В. Н. Древние коры выветривания КМА и перспективы поисковых работ на

бокситы.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5.

ВСЕГЕИ. Ленинград Поступила в редакцию 11.V.1975 r.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 1, 1976 г.

УДК 552.51:551.761(571.511)

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ТРИАСОВОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА

М. Е. КАПЛАН, Е. Н. РОДНОВА

В опорном разрезе северо-восточного Таймыра (м. Цветкова) выявлен ряд ассоциаций: пирокластических и осадочных пород, туфов и туффитов базальтов и туфоаргиллитов, аргиллитовых литокласт и хлорит-гидрослюдистых аргиллитов, полевошпат-кварцевых и кварцевых литокласт и хлорит-гидрослюдистых аргиллитов (с выделением подгрупп литокласт с терригенным, порфиритовым и фельзитовым компонентом), кварцевых и субкварцевых песчаников и хлорит-гидрослюдистых аргиллитов с каолинитом. Каждая ассоциация характеризуется различными соотношениями обломочных породообразующих компонентов, разным составом полевошпатовых фракций, фрагментов пород, тяжелых акцессориев, хемогенных цементов и глинистых минералов. Смена ассоциаций снизу вверх по разрезу отражает вскрытие на Таймыре палеозойских терригенных толщ (ранний триас), спилитов и подстилающих их кислых эффузивов верхнепротерозойской лаптевской серии (анизийско-ладинское время), кварцитов и филлитов более древних октябрьской и ждановской свит (ладинско-рэтское время), заключенных внутри них массивов катакластических гранитоидов, а также периодическое усиление процессов выветривания и постепенное затухание основного вулканизма от индского к карнийскому веку. По характеру катагенетических преобразований отложения относятся к верхней подзоне средней зоны катагенеза.

На Восточном Таймыре у м. Цветкова расположен один из опорных разрезов арктического триаса. Его литологическое изучение представляет интерес для понимания общей эволюции триасового осадконакопления на всей территории северной Сибири и особенно Енисей-Хатангского прогиба.

Исследования разреза, преимущественно стратиграфического характера, проводили ранее Т. П. Кочетков, И. М. Мигай, И. С. Грамберг (Мигай, 1952; Сакс и др., 1959; Грамберг, 1964). В основу настоящей статьи положены результаты послойного описания и стратиграфического расчленения разреза, выполненных в 1972 г. автором и М. Н. Вавиловым (Вавилов, Каплан, 1974).

Триасовая толща на Восточном Таймыре распадается на три крупных цикла: неполный индский (часть верхнепермско-индского цикла), оленекско-ладинский, карнийско-рэтский. Два последних начинаются морской глинистой трансгрессивной толщей и заканчиваются регрессивными параллическими угленосными отложениями. Более мелкие циклы соответствуют ярусу и подразделяются на элементарные циклы третьего порядка. Ритмичность разреза проанализировал И. С. Грамберг (1964).

Отложения представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями конгломератов, гравелитов, мандельштейнов, туфов и туффитов базальтов, карбонатными и фосфоритовыми конкрециями.

Туфы приурочены преимущественно к средней части индского яруса, где образуют толщу мощностью около 120 м (фиг. 1*). Это грязно-зеле-

* Фигура 1 — смотри вклейку к стр. 69.

ные массивные и крупнокосослоистые породы со знаками ряби, включениями растительного детрита, гальки, гроздевидных и радиально-лучистых карбонатных конкреций. Среди туфов выделяются кристалло-литовитро-кластические и витро-литокластические средне-крупнозернистые псаммитовые разности с примесью гравийных зерен. При уменьшении содержания пирокластического материала (лапчатых обломков основной массы базальтов, вулканических стекол, фрагментов кристаллов авгита, средних и основных плагиоклазов, хромита, хромшпинелидов, иногда хромсодержащего плеонаста (N=1,864)) наблюдается постепенный переход к орто- и паратуффитам, встреченным по всему разрезу нижнего и среднего триаса, и породам с пирокластической примесью. К толще индских туфов приурочено три покрова миндалекаменных диабазов мощностью 5, 12 и 25 м.

Прослои конгломератов и гравелитов образуют горизонты мощностью 0,1—5 *м*, залегающие в основании и внутри всех ярусов. Породы сложены плохо окатанными и отсортированными обломками базальтов, андезито-базальтов, диабазов, порфиритов, темных вулканических стекол, пермских и триасовых граувакк, алевролитов, аргиллитов, переотложенными карбонатными и фосфоритовыми конкрециями.

Песчаники образуют пачки мощностью до первых десятков метров. Они представлены серыми, в угленосных отложениях светло-серыми и белыми, в различной степени зеленоватыми массивными и слоистыми, часто крупнокосослоистыми разностями, со знаками ряби, внутриформационными размывами амплитудой до 10—15 см, с рассеянной галькой,





Фиг. 2. Диаграммы состава триасовых отложений

I: a - обломки пород, <math>6 -кварц, e -полевые шпаты; *II*: a -основные породы, 6 -осадочные и метаморфические породы, e -кислые породы; *III*: a -средние и основные плагиоклазы, 6 -кислые плагиоклазы; *IV*: a -смектиты смешанослойные, 6 -гидрослюда, e хлорит и каолинит. Возраст пород показан кружками: нижний триас — пустым, средний триас — залитым; крестики: туфы, ортотуффиты и туфоаргиллиты переотложенными конкрециями, линзочками гравийного материала, обломками древесины, растительным детритом, в угленосных толщах остатками корневой системы растений. В индских и анизийских отложениях в алеврито-песчаных пачках присутствуют горизонты подводного оползания — зоны смятия и плойчатости, включения глыб песчаников и алевролитов, «завернутых» во вмещающую породу.

По составу песчаники расчленяются на группы (по классификации В. Д. Шутова) собственно граувакк (аргиллитовых литокласт), полевошпат-кварцевых и кварцевых литокласт (с подгруппами граувакк, обогащенных порфиритовым, терригенным, фельзитовым и силицитовым компонентами), олигомикто-кварцевых песчаников (фиг. 2, табл. 1).

Алевролитами сложены пачки мощностью в десятки метров. Они обладают массивной и слоистой, иногда тонкокосослоистой текстурой, по минеральному составу аналогичны кварцевым и полевошпат-кварцевым литокластам и отличаются от них большим содержанием однообразного гидрослюдисто-хлоритового цемента.

Аргиллиты образуют темно-серые и красные прослои мощностью до 10 м, обладают чаще массивной, реже параллельно-слоистой текстурой, и, как и алевролиты, нередеко переполнены разнообразными по форме и размерам карбонатными конкрециями, а в угленосных толщах — растительным детритом и тонкорассеянным углистым веществом, придающим породам черный цвет. В аргиллитах постоянно присутствуют гидрослюды и хлориты, во многих случаях каолинит и смешанослойные минералы почти исключительно ректоритового типа, изредка отмечается незначительная примесь смектита.

Конкреционные образования включают фосфориты, карбонатные (кальцитовые, анкеритовые, сидеритовые) и сульфидные стяжения разнообразных форм и размеров, приуроченные к песчаникам, алевролитам и аргиллитам.

Угли встречаются в ладинских и норийско-рэтских отложениях, где образуют маломощные (до 0,3 м) прослои и линзы, представленные гумусовыми дюреновыми, дюрен-клареновыми (средний триас) и клареновыми (верхний триас) типами, и находятся на газовой стадии метаморфизма.

Распределение породообразующих, акцессорных обломочных и глинистых компонентов по разрезу показано на фиг. 1. Закономерные сочетания этих компонентов позволяют выделить несколько характерных ассоциаций (табл. 1), сменой которых и определяется эволюция состава отложений в течение триасового периода.

Ассоциация туфов, ортотуффитов, красноцветных и сероцветных туфоаргиллитов со смешанослойными минералами распространена в средней части и кровле индских, в оленекских и отчасти нижнеанизийских отложениях. В ее составе доминируют основной вулканический материал и продукты его изменения (титанистые минералы, хлориты, смешанослойные образования ряда гидрослюда-смектит).

Особенно характерными продуктами выветривания основного эффузивного материала являются минералы с лабильной решеткой. Выделенная из индского мандельштейна тонкая фракция нацело образована смектитом (фиг. 3). Чередующиеся с туфами и мандельштейнами красные туфоаргиллиты почти полностью сложены смешанослойными минералами ряда гидрослюда — смектит, возникшими в процессе катагенетического преобразования первичного смектита. Поэтому можно полагать, что обычное для северной Сибири обогащение триасовых красноцветных аргиллитов (по сравнению с сероцветными разностями) минералами с лабильной решеткой отражает их связь с продуктами выветривания основного эффузивного и пирокластического материала.

Ассоциация аргиллитовых литокласт (собственно граувакк, сложенных на 75-80% обломками аргиллитов) и хлорит-гидрослюдистых гли-

Таблица 1

Основные ассоциации обломочных и глинистых пород

	Состав пород										
Ассоциация	Типомор	рные компоненты		Глинистые							
<u>_</u>	породообразующие	акцессорные	Цемент								
Туфов и туффитов, базаль- тов и туфоаргиллитов	Обломки основной мас- сы базальтов, андезин- лабрадоры	Авгит, хромит, ильменит, хромшпинелиды, палагонит, средние и основные плагиокла- зы	Хлорит, смектит, аналь- цим	Смешанослойные минералы *, примесь хлоритов и гидрослюд							
Аргиллитовых литокласт и хлорит-гидрослюдистых аргил- литов	Обломки аргиллитов	Титанистые минералы, кис- лые плагиоклазы	Хлорит	Гидрослюды * и хлориты, иногда примесь каолинита и смешанослойных минералов							
Кварцевых и полевошпат- кварцевых литокласт и хлорит- гидрослюдистых аргиллитов с примесью каолинита											
с порфиритовым компонен- том	Обломки порфиритов, нередко нацело хлорити- зированные и эпидотизи- рованные	Эпидот, сфен, ильменит, ти- танистые минералы, средние и кислые плагиоклазы	Хлорит, кварц, кремни- стый материал, аналь- цим, альбит, карбонаты	Гидрослюды, хлориты *, при- месь смешанослойных минера- лов							
с фельзитовым компонентом, силицитами и кварцитами	Обломки кислых эф- фузивов, силицитов, кварцитов	Рутил, монацит, ксенотим, амфиболы, турмалин, циркон, кислые плагноклазы, ортоклаз	Хлорит-гидрослюди- стый материал	Гидрослюда и хлориты, иног- да примесь смешанослойных минералов и каолинита							
с терригенным компонентом	Обломки аргиллитов, алевролитов, песчаников, кремнисто-глинистых по- род	Титанистые минералы, циркон, гранаты, кислые плагиоклазы, ортоклаз	То же	То же							
Кварцевых и субкварцевых песчаников и хлорит-гидрослю- дистых аргиллитов с каолини- том	Кварц, обломки сили- цитов	Циркон, рутил, шпинель, хромшпинелиды, альбит, орто- клаз	Хлорит, кремнисто- кварцевый материал, ре- генерационный кварц, карбонаты, альбит	Хлорит, гидрослюда, смеша- нослойные минералы, каолинит							

• Характерный компонент.

нистых пород приурочена только к нижней базальной толще индского яруса. Породы возникли за счет разрушения темно-серых пермских аргиллитов. Монотонный состав тяжелых фракций песчаников (почти исключительно титанистые трудноопределимые минералы) и цементов (крустификационные хлориты) обусловлен главным образом преобразованием основной пирокластики, рассеянной в аргиллитовых граувакках.

Ассоциация полевошпат-кварцевых и кварцевых граувакк и хлоритгидрослюдистых аргиллитов иногда с примесью каолинитового и ректо-



Фиг. 3. Фрагменты дифрактограмм фракции <0,001 мм из мандельштейнов (обр. 3974) и чередующихся с ними красных туфоаргиллитов (обр. 3971)

Образцы ориентированные; *а* — воздушносухие; *б* — насыщенные гликолем; *в* — прокаленные (600° С, 2 часа) ритового компонентов господствует по всему терригенному комплексу, несколько изменяясь по составу в различных частях разреза.

При переходе от группы собственно граувакк к этому типу пород возрастает доля устойчивых фрагментов: силицитов, кислых эффузивов, кварцитов. В полевошпатовой фракции несколько увеличивается значение калиевых разностей: таблитчатых плохо

обычно пелитизироокатанных ванных зерен ортоклазов, изредрешетчатых ка микроклинов. В тяжелой фракции резко возрастает роль устойчивых минералов: бесцветных короткопризматических, иногда зональных, различной степени окатанных кристаллов циркона, изредка бурых и сильно разложенных (малаконы), бурого и красно-бурого рутила, монацита, гранатов, среди которых доминируют бесцвет-

ные, иногда розоватые зерна альмандина и присутствуют бурые и зеленые обломки. Спорадически отмечается эпидот, зеленовато-бурый, очень редко синий турмалин, ксенотим, хлоритоид, обыкновенная роговая обманка, сфен. В единичных зернах присутствуют корунд, дистен, ставролит, силлиманит, апатит, ортит, гиперстен, эгирин, оливин. Во всех образцах встречаются зерна прозрачной бурой, изредка синей и бесцветной шпинели и угловатые обломки вишнево-красного полупрозрачного хромпикотита (N ~ 2,02). Их количество составляет обычно единицы процентов при различных, часто равных соотношениях шпинелей и хромшпинелидов.

Рассматриваемая ассоциация имеет три подгруппы.

Подгруппа с терригенным, главным образом аргиллитовым компонентом, появляется в нижней и доминирует в верхней терригенных толщах индского яруса. Она является, по существу, более мелкозернистым редуцированным аналогом аргиллитовых литокласт, отличаясь от них большей ролью устойчивых компонентов, и, как и аргиллитовые литокласты, возникла за счет разрушения пермских и триасовых пород.

Следует отметить присутствие в кварцевой фракции пород зерен удлиненной формы, прозрачных, без включений, с характерными извилистыми очертаниями, часто с регенерационными каемками. Этот тип кварца господствует в триасовых и юрских отложениях северо-восточного Гаймыра. Его источник — мощные терригенные толщи палеозоя и протерозоя, в различной степени затронутые процессами катагенеза и метаморфизма. Подгруппа с порфиритовым компонентом развита в более высоких горизонтах — верхнеанизийских и ладинских отложениях. Присутствие немногочисленных обломков древних порфиритов и обильного (до половины тяжелой фракции) эпидота свидетельствует о формировании песчаных пород этой подгруппы за счет разрушения верхнепротерозойской толщи древних основных эффузивов (верхи лаптевской серии) Горного Таймыра. Характерно обогащение песчаных и алевритовых пород подгруппы синхронной базальтовой пирокластики, с которой связан анальцимовый цемент и смешанослойные минералы.

Породы с обломками кислых эффузивов и силицитов появляются уже в верхней терригенной толще индского яруса и доминируют в разрезе, начиная с подошвы угленосного горизонта ладинского яруса (цветковской свиты). С этого же уровня среди грубообломочного материала появляются микропойкилитовые порфиры, туфы кислых эффузивов и силицитов, а в кварцевой фракции — крупные ромбовидные трещиноватые волнисто-угасающие зерна, частично включенные в микропегматитовую основную массу. Аналогичные эффузивы весьма характерны для верхней части протерозойской филлитовой серии Горного Таймыра (Равич, 1954). В алеврито-песчаных породах подгруппы увеличивается количество устойчивых компонентов, а также амфиболов и хлоритоида, постепенно возрастающее вверх по разрезу. Источники материала — кислые эффузивы лаптевской серии северо-восточного Таймыра, кварциты и филлиты более древних октябрьской и ждановской свит. Показательно присутствие в породах зерен монацита (до 5%) и ксенотима (фиг. 1). Эти минералы, характерные для протолочек катакластических гранитоидов (табл. 2), залегающих внутри протерозойских филлитов (Равич, Чайка, 1962), также свидетельствуют о прогрессирующем разрушении филлитовой серии Горного Таймыра в триасе.

Ассоциация кварцевых, субкварцевых песчаников и хлорит-гидрослюдистых аргиллитов с каолинитом распространена главным образом в верхней части индских, в ладинских, подошве карнийских и норийскорэтских отложениях и связана с переотложенными продуктами выветривания. Для нее характерно высокое содержание устойчивых минералов: кварца, в полевошпатовой фракции — калиевых полевых шпатов, в тяжелой фракции — рутила (до 16%), циркона (до 43%), шпинели и хромшпинелидов (до 8%).

Таким образом, эволюция состава триасового терригенного комплекса Восточного Таймыра отражает эрозию все более древних пород в пределах питающей Таймырской провинции и миграцию источников сноса в северо-западном направлении, к Горному Таймыру.

В раннем и начале среднего триаса разрушаются палеозойские и нижнетриасовые толщи Восточного Таймыра, в частности, по-видимому, в районе расположенной непосредственно к северу от м. Цветкова Кульдимской антиклинали, испытывавшей, по данным Ю. Е. Погребицкого (1971), интенсивный рост в триасе. В результате формируется ассоциация аргиллитовых литокласт, кварцевых и полевошпат-кварцевых литокласт с терригенным компонентом и хлорит-гидрослюдистых аргиллитов.

В позднеанизийское — ладинское время к этим источникам питания добавляются протерозойские спилиты, затем фельзиты, фельзит-порфиры, альбитофиры и яшмы лаптевской серии, а с конца ладинского века кварциты и разнообразные филлиты более древних октябрьской и ждановской свит. Этот комплекс терригенных пород, в различной степени преобразованных катагенетическими процессами, оставался основным источником обломочного материала в триасе и юре (Каплан и др., 1974).

В результате формируется ассоциация кварцевых и полевошпат-кварцевых литокласт с порфиритовыми и фельзитовыми компонентами и хлорит-гидрослюдистых аргиллитов. При этом породы с обильными продук-
Таблица 2*

Распределение некоторых тяжелых минералов в наиболее распространенных группах пород Северного Таймыра

Группы пород	Аль- мандин	Циркон	Апатит	Турма- лин	Рутил	Ставролит, силлима- нит, кор- диерит	Сфен	Амфи- болы	Эпидот	Авгит	Оливин	Ильменит, титано- магнетит, магнетит	Тита- нистые	Мона- цит	Ксено- тим
Гнейсовая формация Силлиманитовые, кордиеритовые, став- ролитовые плагиогнейсы (только на се- веро-западном Таймыре) Гранат-биотитовые плагиогнейсы Гранат-биотит-кварцевые сланцы Гранат-роговообманковые и кварцевые сланцы	++ +++++ +++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++++	+	+++			+-+-+-			++ ++ ++ ++			
Зеленокаменная формация (хлорит-эпидот-актинолитовые, эпидот- хлоритовые, эпидот-хлорит-кварцевые, серицит-хлорит-кварцевые сланцы и ме- таморфизованные спилиты)								++÷	+++	+		+	+		
Филлитовая формация (биотит-хлорит-серицит-кварцевые, кварц-серицитовые и графитсодержащие сланцы, метаморфизованные кварцевые песчаники) Формация мусковитизированных гра-	4.	+		++		+		+	+		•	++++			
нитоидов северо-западного Таймыра ** Формация катакластических и мета- морфизованных порфировидных грани- тоидов ** Роговики и контактово-метаморфизо- ванные песчаники; филлиты, известняки Моточерования фолуально фоть-	+++	+++	╎┽┽┽ ╡╪╼┽┽	+ + ++++	+	++++	-` -	·+-	++++++			++			+
метамориизованные фельзиты, фель- зит-порфиры, альбитофиры Трапповая (пермо-триасовая) форма- ция (основные породы) Каменноугольно-пермский терригенный комплекс **	+	 ++	+ + + ++	++	+		++	++	+	+++ ++	++	++ +++ ++	┿┿┾		1

По данным М. Г. Равича (1954), М. Г. Равича, Л. А. Чайки (1962), И. С. Грамберга, Н. С. Спиро, Э. Н. Аплоновой, Р. Ф. Соболевской, В. Е. Мильштейн, В. А. Вакара
А. М. Даминовой, О. Г. Шулятина, Ю. И. Захарова, Н. И. Коробовой.
** Определение проведено в протолочках. + — незначительно; ++ — значительно; +++ — очень много.

тами разрушения кислого эффузивного комплекса, кремнистых пород и кварцитов господствуют в разрезе с конца ладинского и до начала раннемелового времени.

Более древняя формация празинитов прончишевской свиты, насколько можно судить по массовому появлению эпидота лишь с раннемеловой эпохи (Ронкина, 1965), еще длительное время не была источником терригенного вещества для южных районов Таймыра. Тем более это относится к формации гнейсов и кристаллических сланцев, залегающей в ядре Таймыро-Новоземельской структуры. Ее характернейший породообразующий компонент — альмандин (табл. 2) — присутствует в триасовых отложениях в постоянных (2-5, до 8%) незначительных количествах, заимствован из подстилающих палеозойских терригенных отложений и, возможно, частично из пород филлитовой серии.

На отдельных этапах, особенно в ладинское и норийско-рэтское время, значительное влияние на седиментацию оказывали продукты глубокого химического выветривания. Эти же уровни развития высокозрелых пород вообще характерны для триаса Сибири и фиксируются и в других триасовых разрезах. В это время возникла ассоциация кварцевых и субкварцевых песчаников и хлорит-гидрослюдистых аргиллитов с каолинитом.

На обломочную ассоциацию накладываются эндогенные основные эффузивные и пирокластические продукты, обогащающие индские, оленекские, анизийские, в меньшей степени ладинские отложения. Напряженность основного вулканизма и сейсмическая активность ослабляются к ладинскому веку и в основном затухают к началу карнийского века. В карнийских и норийско-рэтских отложениях спорадически отмечается лишь незначительная (единицы процентов) примесь пирокластических обломков плагиоклазов и основных вулканических стекол.

Триасовые отложения Восточного Таймыра к настоящему времени заметно переработаны процессами катагенеза, которые обусловили уменьшение пористости отложений, в среднем до 5% для глинистых пород (фиг. 1), превращение в неразмокающие в воде аргиллиты, механическое разрушение (раздавливание) обломков мягких пород в песчаниках, трансформацию смектита в диоктаэдрические смешанослойные минералы слюдистого типа с сохранением обычно 30-50% подвижных межслоевых промежутков, преобразование органического вещества до газовой стадии, появление минеральных новообразований (кварц, хлорит, анальцим, карбонаты, иногда альбит) в цементе песчаных пород. При этом еще сохраняется целый ряд малоустойчивых компонентов (анальцим, основные стекла, палагонит, основные и средние плагиоклазы, авгит, амфиболы, эпидот). Термодинамические условия катагенетических преобразований, по результатам определений пористости глинистых пород и степени метаморфизма органического вещества, — глубина погружения подошвы разреза около 3 км, температура 80—100° С.

По всей совокупности данных, триасовые отложения принадлежат верхней подзоне нижней зоны катагенеза (Каплан, 1970) или верхам зоны глубинного эпигенеза (Коссовская и др., 1967).

ЛИТЕРАТУРА

Вавилов М. Н., Каплан М. Е. Триасовые стложения Восточного Таймыра в разрезе мыса Цветкова. В кн.: Биостратиграфия мезозоя севера Евразии. Новосибирск, «Наука», 1974.

Грамберг И. С. Стратиграфия триасовых отложений мыса Цветкова (Восточный Таймыр).— Уч. зап. НИИГА, Л., сер. регион. геол., 1964, вып. 2. Каплан М. Е. Критерии, используемые при выделении зон катагенеза в терригенных

- Каплан М. Е. Критерии, используение при высстепии сон магастени в территении отложениях.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 11. Каплан М. Е., Князев В. Г., Меледина С. В., Месежников М. С. Юрские отложения района м. Цветкова и р. Чернохребетной (Восточный Таймыр).— В кн.: Биострати-графия мезозоя севера Евразии. Новосибирск, «Наука», 1974.

Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д. О стадиях формирования и измене-ния терригенных пород.— Докл. АН СССР, 1967, т. 116, № 2. Мигай И. М. Геологическое строение района м. Цветкова на Восточном Таймыре.— Тр. НИИГА, Л., 1952, т. 36. Погребицкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы.— Тр. НИИГА – 162

НИИГА, Л., 1971, т. 166. Равич М. Г. Докембрий Таймыра.— Тр. НИИГА, Л., 1954, т. 76. Равич М. Г., Чайка Л. А. Протерозойские метаморфические и магматические формации Таймыра.— В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. І. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Ронкина З. З. Вещественный состав и условия формирования юрских и меловых отло-жений севера Центральной Сибири.— Тр. НИИГА, Л., 1965, т. 146. Сакс В. Н., Грамберг И. С., Ронкина З. З., Аплонова А. Н. Мезозойские отложения Хатангской впадины.— Тр. НИИГА, Л., 1959, т. 99.

вниигри Ленинград

Дата поступления 25.XII.1974

١

ł

\$

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Nº 1, 1 9 7 6 r.

УДК 553.64(64)

УЛЬТРАМИКРОКРИСТАЛЛИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ФОСФОРИТОВ

Ю. В. МИРТОВ, Н. А. КРАСИЛЬНИКОВА, А. Н. ЧИРКИН

Охарактеризованы микрокристаллические структуры и морфология кристаллитов различных генетических типов фосфоритов от мезокайнозоя до венда из различных месторождений мира. Предложена классификация микрокристаллических структур. Установлено, что фосфориты разных генетических типов различаются характером кристаллических структур и текстур, что объясняется условиями формирования и, возможно, разным минералогическим составом.

Фосфориты чаще всего имеют криптокристаллическую структуру, в результате чего при увеличениях, доступных оптическому микроскопу, выглядят изотропными либо обладают слабой агрегативной поляризацией. Исключение составляют различного рода оолито-сферолитовые или параллельно-волокнистые фосфатные зерна, дающие картину хорошо окристаллизованных образований. В связи с этим мы считаем интересным сравнить различные типы фосфоритов, изучая их под электронным микроскопом методом реплик. Ранее было показано различие морфологии кристаллов фторапатита из пластов тонкокристаллических фосфоритов венда и карстовых фосфоритов Горной Шории (Миртов и др., 1967). В настоящей работе предпринята попытка сравнительного изучения тем же методом фосфоритов различных генетических и возрастных групп из наиболее крупных месторождений мира. Материал исследований взят из коллекции Н. А. Красильниковой и Ю. В. Миртова.

Материалом для исследования послужили 12 проб фосфоритов, подробная привязка которых и характеристика приведены в табл. 1 и ниже в тексте.

методика исследования

На свежий скол образца в вакууме напыляли платино-угольную пленку — реплику. Угол напыления подбирали в зависимости от структуры породы опытным путем: чем тоньше структура и мельче детали рельефа, тем меньшим был угол напыления. Для большинства образцов оптимальный угол составлял 20—30°, однако в ряде случаев — до 10°. Далее реплику отделяли от образца механически с помощью желатины. Желатина, нанесенная на поверхность реплики, высыхая, отделяла ее. Затем желатину растворяли в 10%-ном растворе роданистого аммония. При плохом отделении либо большом загрязнении реплик прилипшими частицами образец или реплику подвергали химической обработке в HCl. Из каждого образца получали 2—5 реплик. В дальнейшем их просматривали под микроскопом ЭМ-7 при электронно-оптическом увеличении 3000—15 000 раз. Наиболее типичные объекты фотографировали.

Таблица I

No	P.O.	SIO.	Al-O-	FeaOa	FeO	CaO	Mr0	ĸo	Na O	F		~		Сумма		Сумма	Показатель	Парам	метры	
							1/180	1(20	11420	r	11. 11. 11.	0.02	303	I	U=r	II	преломления	a	с	
1	22,15	13,93	21,36	8,79	0,28	20,14	0,72	0,45	0,10	0,73	11,66	0,71	-*	100,31	0,31	100,00	$1,625\pm0,002$ 1,664-1,667	$9,36\pm0,02$	6,88±0,01	
2	29,37	0,68	0,69	1,	00	46,59	0,06	-		-	6,45	-	1,43	86,27	—	_	1,610-1,622 $0,002\pm0,001$	$9,34{\pm}0,02$	6,89±0,01	
3	34,34	0,36	-	нет	0,24	54,31	0,01	-		4,31	6,45	3,62	1,78	101,80	1,81	99,99	1,598-1,603 $1,595-1,611\pm \pm 0,002$	$9,31{\pm}0,02$	6,87±0,01	
4	34,94	0,36	0,01	1,67	0,50	50,95	0,18	-	-	3,19	5,77	3,50	2,08	100,97	1,37	99,53	$^{1,616-1,622\pm}_{\pm0,002}$	$9,34{\pm}0,02$	6,86±0,01	
5	27,25	19.73	Следы	Следы		43,26	0,60		-	3,20	-	4,70	0,99	100,27	1,37	.98,90	$1,597-1,603 \pm \pm 0,002$	—	_	
6	21,86	14,89	1,85	8,40	2,03	39,10	0,70	0,42	0,58	2,31	-	4,05	1,23	98,26	1,07	97,19	1,599	9.30 ± 0.02	6.88 ± 0.01	
7	36,61	1,09	0,56	0,78	—	51,92	Следы	—	_	3,25	-	4,17	_	98,38	1,38	97,00	1,620-1,621			
8	37,20	2,99	нет	0,71	0,18	52,49	»	0,10	0,27	3,88	2,60	1,65		100,42	1,63	98,79	1,616-1,620	$9,34\pm0,02$	$6,88\pm0,01$	
9	28,23	8,99	0,54	1,01	0,70	45,57	2,30	—	-	2.49		9,17	0,50	99,50	1,05	98,45	1,616	$9,33\pm0,02$	$6,88\pm0.01$	
10	37,75	2,38	0,78	0,96	—	51,20	0,22	—		4,48	-	1,83	-	99,60	1,89	97,71	1,615-1,618	$9,33\pm0,02$	$6,88 \pm 0.01$	
11	26,67	5,96	1,06	0,48	<u> </u>	44,90	5,11	0,45	0,95	2,10	-	12,50	0,51	100,69	1,01	99,68	1,629	$9,34\pm0,02$	6,88	
12	31,06	0,40	Следы	0,32	0,14	52,64	3,03	0,05	0,05	2,65	11,47	11,10	-	101,46	1,12	100,32	$1,629-1,634\pm \pm 0,002$	9,4±0,02	6,88±0,01	
I	1		1			I		l	I	I	I	1	1	1	1	1		l		

Химический состав (%), показатель преломления (Ne-No) и параметры фосфоритов, А

Анализы 1, 3, 4, 8, 12 выполнены в Центральной лаборатории Западно-Сибирского геологического управления, руководитель Г. И. Васильев; 2 — в лаборатории Геологического департамента АРЕ; остальные в Аналитической лаборатории Геологического института горно-химического сырья.

• Не определялось.

Классификация структур

Размер крис- таллов, <i>мк</i>	Структура	Структура по И. В. Хворовой
$\substack{10-5\\5-2,5\\2,5-1\\1-0,25\\<0,25}$	Крупная микрокристаллическая Средняя микрокристаллическая Мелкая микрокристаллическая Тонказ микрокристаллическая Ультрамикрокристаллическая *	Крупнопелитовая Среднепелитовая Мелкопелитова я Микропелитовая

• Сходный термин предложил В. Г. Фекличев (1966) для изучения морфологии кристаллов при электронно-оптических исследованиях с увеличениями свыше 2500 раз (ультрамикроморфология).

Прежде чем перейти к описанию полученного материала, следует остановиться на классификации структур, выявленных под электронным микроскопом (ЭМ). В обычной практике структуры с размером зерен 10—1 *мк* относят к разряду микрозернистых или пелитовых. Дальнейшее деление ограничивают чаще всего понятием «афанитовая», или криптокристаллическая, структура. Однако под ЭМ возможна дальнейшая градация структур. И. В. Хворова и А. Л. Дмитрик (1972) предлагают структуры с размером зерен 10—5; 5—2,5; 2,5—1; <1 *мк* соответственно называть крупно-, средне-, мелко- и микропелитовыми. С этим можно согласиться, но термин, по нашему мнению, не совсем удачен, так как слово «пелитовая» (пелес — по-гречески глина) характеризует частицы, а не кристаллы. При изучении же под ЭМ мы имеем дело с кристаллическими структурами, что должно найти отражение и в терминологии. Мы предлагаем следующую классификацию (табл. 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Кратко охарактеризуем изученные образцы, начиная с наиболее молодых.

Образец 1 — месторождение Белкинское, Горная Шория, СССР белесо-желтый твердый с полураковистым изломом карстовый фосфорит. Под микроскопом выявляется сложная колломорфная текстура, обусловленная сочетанием слабо раскристаллизованных корочек и почти изотропных участков; нередки сферолитоподобные образования. Фосфорит сложен карбонат-фторапатитом, железо-алюмофосфатом, кварцем и глинистым минералом. В серии реплик устанавливается многообразие кристаллических структур.

Наряду с крупномикрокристаллическими участками, описанными нами (Ю. В. Миртов и др.), сложенными призматическими кристаллами размером 2—3 и 5—7 мк с преимущественным развитием граней гексагональной призмы {1010}, встречаются участки радиально-лучистого сложения мелкой микрокристаллической структуры. Габитус кристаллов длиннопризматический (0,2—0,3 \times 2—2,5 мк), развиты грани призм {1010}, концевые бипирамидальные грани находятся в одной зоне с гранями призмы и отвечают гексагональной бипирамиде {1011}.

Поверхность кристаллов изобилует ложными пирамидального облика гранями, иногда располагающимися по винтовой линии; часто развиваются сложные гранные поверхности, обусловленные отпечатками граней одних кристаллов на других. Мы наблюдали интересное взаимоотношение, скорее всего, обрастание кристалла апатита кристаллом ромбического габитуса. Ромбический минерал, вероятно, принадлежит сложному железо-алюмофосфату из группы чильдренита (FeAl[PO₄].n. ·H₂O), присутствие которого допускают результаты химического анализа образца, показатели преломления части зерен и данные дифференциального термического анализа. В первую очередь кристаллизовался апатит и во вторую — железо-алюмофосфат. Особенности строения кристаллических агрегатов, по-видимому, отражают условия их роста: короткопризматические крупные структуры соответствуют свободным условиям роста в пустотах, длиннопризматические мелкие структуры стесненным условиям роста в глинистом субстрате.

Образцы 2, 3, 4, 5 характеризуют отдельные фосфатные компоненты из верхнемеловых месторождений АРЕ. Восточной и Западной пустынь (месторождения Абу-Хад, Кусейр, Дахла и др.) и Сирии. Все эти фосфориты состоят из круглых, овальных или веретенообразных зерен в 0,05—10 мм и более, сложенных главным образом криптозернистым изотропным, в отдельных участках слабополяризующим фосфатом, и значительной примеси (до 25—40%) обломков зубов и костей рептилий, рыб, черепах и т. п., сложенных параллельно-волокнистым поляризующим в серых тонах фосфатом. Гораздо реже встречаются слепки ядер пелеципод (обр. 2), фосфат в которых агрегативно поляризует в темносерых тонах. Цемент этих фосфоритов, как правило, сложный кремнисто-глинисто-карбонатный. Характерно полное отсутствие в цементе фосфатного материала.

Одни исследователи описывают зерна как пеллеты, другие — оолиты, третьи — микроконкреции и копролиты, сложенные карбонат-фторапатитом или франколитом (Михайлов и др., 1972).

Реплики, полученные с зерен фосфата из различных местонахождений, показывают, что структура фосфата преимущественно ультрамикрокристаллическая, текстура овоидная. «Овоиды», имеющие правильную округлую форму с диаметром 0,5—3 *мк*, образуют углубления на поверхности скола (положительные формы на реплике) и выполнены главным образом более тонкокристаллическим агрегатом, чем окружающий цемент (соответственно 0,05 и 0,1 *мк*). При этом кристаллы вокруг «овоидов» ориентированы преимущественно нормально к их поверхности, образуя как бы зародыши сферолитов. На стыке этих сферолитовых оторочек имеются зоны, где фосфатное вещество еще более раскристаллизовано (кристаллы до 0,06×0,3 *мк*). В целом кристаллы длиннопризматические.

В отдельных случаях «овоиды», наоборот, выполнены более крупными кристаллами (до 0,2 *мк* в поперечнике). Аналогичными и даже более крупными кристаллами выполнены неправильной формы участки (микропустоты?) в 1—2 *мк*. Вероятно, различие в структуре «овоидов» первого и второго типов объясняется тем, что образование кристаллов первого типа шло в плотной среде, вторые же, очевидно, образовались в микропустотах округлой формы.

В зернах встречаются также участки неясной формы размером (по репликам) свыше 15 мк, сложенные более крупными короткостолбчатыми, хорошо ограненными кристаллами размером от 0,1 imes 0,4 до 2,6 imes $\times 2,5$ мк (фиг. 1, 1, 2). Грани кристаллов преимущественно зеркальноплоские и только изредка можно наблюдать индукционно-слоистые образования. Это свидетельствует о том, что рост кристаллов был свободкристаллизация проходила ным и, вероятно, В микрополостях (Фекличев, 1966). Как это обычно для апатита, здесь преимущественно развиты грани {1010}, {1011}. Но наряду с ними развит базопинакоид {0001}, а в некоторых кристаллах также бипирамиды и призма второго рода {1121} и {1120}.

В настоящее время трудно объяснить причину формирования более сложной кристаллографической огранки кристаллов апатита этого типа. Это результат замедленного роста кристаллов или влияние посторонних примесей, которые могли концентрироваться в остаточных поровых растворах, законсервированных в подобных полостях. И. Косгов (1965) приводит пример влияния примеси буры на укорачивание призматической зоны кристаллов эпсомита. В нашем случае, возможно,



Фиг. 1. Электронно-микроскопические снимки реплик фосфоритов 1 — овондная текстура фосфатных зерен (копролитов), обр. 4, месторождение Абу-Хад, АРЕ, ув. 16 200; 2 — мелкая микрокристаллическая структура фосфорита в пустотах, то же месторождение, ув. 19 500; 3 — фосфатное ядро пелециподы, хорошо заметны кристаллы моноклинно-призматического облика, обр. 2, АРЕ, месторождение Абу-Хад, ув. 22 500; 4 — кристаллы фосфорита изометрического облика, хорошо выражены индукционные грани и отпечатковый рельеф, обр. 5, Сирия, ув. 16 800; 5 — неравномерная раскристаллизация фосфатного вещества, обр. 6, Егорьевское месторождение, ув. 19 500; 6 — ультрамикрозернистая структура, сферолитовая «занозистая» текстура, обр. 7, США, Фосфория, ув. 28 500; 7 — ультрамикрозернистая структура, равномерная текстура, то же месторождение, ув. 60 000 происходит аналогичный процесс. Посторонними примесями могли служить соли Na или сульфат-ион (SO₃⁻), в результате чего наряду с изменением габитуса кристаллов могло произойти и изменение состава апатита с замещением части ионов Ca на Na и P на SO₃. Наличие этих примесей предполагается по данным химических анализов.

Структура зубов акул в поперечном изломе почковидная ямчатая. «Ямки» округлой или розетковидной формы (на репликах видны выступы) диаметром 0,5—2,5 *мк* сложены плотными пучками субпараллельных призматических кристаллов, причем на поверхности излома выступают только торцевые грани кристаллов размером 0,03—0,06 *мк* в поперечнике. Выступающие части рельефа сложены более крупными кристаллами (до 0,1—0,2 *мк*), при этом ориентировка их беспорядочная, иногда перекрестная. В продольном сечении хорошо видна субпараллельная текстура пучков, заполняющих «ямки», которые оказываются поперечным сечением субпараллельных канальцев, вероятно, отражающих первично органогенную структуру зубов.

Кристаллы апатита имеют удлиненнопризматический габитус при отношении длины к ширине 20: 1. Это своеобразные кристаллы-волокна. Здесь преимущественно развиты грани призмы {1010}, иногда видны бипирамидальные и пинакоидальные ограничения {1011} и {0001}. Характер ультрамикроструктуры объясняет и микроскопические особенности этих зерен, ведущих себя в шлифе как монокристаллы вследствие одновременного погасания субмикроскопических кристаллов.

Структура реплик из фосфатных ядер пелеципод (фиг. 1, 3), как правило, мелкая микрокристаллическая. Часть кристаллов обладает обычным для апатита призматическим габитусом с развитием граней {1010}, {1011} и {0001}. В то же время почти треть кристаллов имеет необычный для апатита моноклинно-призматический облик вследствие развития граней призмы (110), пинакоида (001) и (011).

Образец 5 представляет собой зернистый фосфорит из Сирии, аналогичный фосфоритам АРЕ. Реплики были получены из крупных палево-желтых зерен фосфата. Большая часть их была представлена ультрамикрокристаллическим апатитом, подобным вышеописанным. В отличие от последних здесь неоднократно встречались отпечатки раковин кокколитов диаметром до 4 *мк* с хорошо сохранившейся тонкой скульптурой (фиг. 1, 4).

Наряду с ультрамикрокристаллическим строением в некоторых участках наблюдается мелкая микрокристаллическая структура. Отдельные кристаллы в 1—2 мк, как правило, изометричны вследствие развития комбинаций граней бипирамиды первого и второго родов, призмы и базопинакоида. Кроме того, часто наблюдаются индукционные грани, усложняющие форму кристаллов. Формирование таких участков, по В. Г. Фекличеву (1966), происходило в условиях совместного роста кристаллов в полостях (фиг. 1, 2).

Образец 6 представляет собой черный плотный желвак из верхнеюрских фосфоритоносных отложений Егорьевского месторождения. Под световым микроскопом фосфатное вещество изотропно, на отдельных участках наблюдалась слабая агрегативная поляризация в темно-серых тонах. На репликах основная масса фосфатного минерала ультрамикрокристаллическая: размер кристаллов не более 0,02—0,05 *мк*. Поверхность излома, как правило, бугристо-волнистая раковистая. Вместе с тем в отдельных зонах наблюдается явная перекристаллизация фосфата с образованием удлиненных призматических кристаллов размером до 0,15 *мк* в поперечнике. Перекристаллизация четче проявлена в средней части таких зон (фиг. 1, 5).

Оолитовомикрозернистые фосфориты из месторождений Куньян в КНР, Фосфория в США, Каратау в СССР сложены фосфатными микрозернами и оолитами, сцементированными различными цементами (карбонатным, кремнистым, фосфатным или смешанным). По данным рентгеноструктурного анализа, фосфатное вещество этих фосфоритов тонкодисперсно, вследствие чего линии рентгенограмм нечеткие. Оно имеет структурные отличия от фторапатита: отражения под большими углами отсутствуют, величина «а» немного иная. Данные рентгеноструктурных измерений фосфатного вещества оолитовомикрозернистых фосфоритов из изученных месторождений почти идентичны. Химические и рентгеноструктурный анализы, показатели преломления фосфатного вещества близки к фторкарбонатапатиту, по А. И. Смирнову и др. (1959), или франколиту, по Г. И. Бушинскому (1956).

Пермские фосфориты формации Фосфория, США (обр. 7) представлены одним образцом коричневато-черного оолитовомикрозернистого фосфорита.

Основная масса образца сложена ультрамикрокристаллической массой с четко выраженной радиально-лучистой (сферолитовой) текстурой. Радиус отдельных сферолитов не более 1—1,5 мк. Сферолиты образованы пучками длиннопризматических кристаллов в $0.25{--}0.3{ imes}$ $\times 0.05$ *мк* с соотношением длины к ширине 10:1. Преобладающее развитие получают грани призмы {0110}. Вместе с тем поверхности граней имеют отпечатковый рельеф вследствие совместной и, видимо, одновременной раскристаллизации в стесненных условиях. При этом поверхности грани призмы заметно усложняются за счет появления ложных граней, а агрегаты кристаллов приобретают своеобразный «занозистый» облик (фиг. 1, 6). Наблюдаются участки тонкой микрозернистой структуры (фиг. 1, 7). Кристаллы здесь короткопризматические $(0,3\times0,2-$ 0,1 мк), с хорошей огранкой по призме {1010} и слабовыраженными гранями бипирамиды {1011}. Рельеф граней, как правило, зеркальноплоский, иногда наблюдается нарастание мелких 0,01-0,1 мк трубчатых гексагональных призматических кристаллов на гранях более крупных. Все это свидетельствует об относительно свободных условиях их роста.

Кембрийские фосфориты Каратауского фосфоритоносного бассейна представлены двумя образцами из месторождения Джанатас. Фосфорит (обр. 8) состоит из округлых оолитов, концентрическое строение которых заметно лишь в проходящем свете, за счет чередования концентров разной окраски (в бурых тонах); в скрещенных николях они выглядят изотропными, отдельные концентры слабо поляризуют в серых тонах. Цемент изотропный фосфатный, поровый. Все реплики, полученные для этого фосфорита, обладают ультрамикрокристаллической структурой и радиально-лучистой микросферолитовой текстурой (фиг. 2). Кристаллиты размером $0,25 \times 0,05$ *мк* призматические с отпечатковой поверхностью. Агрегаты кристаллов «занозистого» облика и полностью аналогичны таковым из пермских месторождений США.

Значительно разнообразнее структуры реплик, полученных из фосфорита обр. 9, представляющего собой оолитовомикрозернистый фосфорит (месторождение Джанатас). Под микроскопом он состоит главным образом из фосфатных концентрически-сферолитовых оолитов, сцементированных микрозернистым поляризующим в серых тонах фосфатом. Изучение реплик показало, что структура фосфатного вещества мелко- и тонкомикрокристаллическая, текстура сферолитовая и концентрически-слоистая. Сферолитовые участки сложены агрегатом плотно прилегающих друг к другу субпараллельных длиннопризматических кристаллов апатита с соотношением длины и ширины 6:1-3:1 (фиг. 3); гораздо реже встречаются более длинные кристаллы (10:1). Преобладает грань {1010}, торцы кристаллов очерчены гранями {1011} и {0001}, отчего в продольной проекции имеют вид очень пологих овалов. Нередко на поверхности граней наблюдается отпечатковый рельеф, придающий отдельным кристаллам ступенчатую форму. Такой ха-



Рис. 2. Ультрамикрокристаллическая структура, микросферолитовая текстура Типичная реплика оолитовомикрозернистого фосфорита, обр. 8, Джанатас, СССР, ув. 21 000



Фиг. 3. Концентрически-слоистая текстура в оолитовомикрозернистом фосфорите Чередование слоев кристаллов с различной оптической ориентировкой по оси «с», обр. 9, Джанатас, СССР, ув. 16 800

рактер текстуры, вероятно, свойствен лишь краевым частям крупных сферолитов (фиг. 4, 1). Чаще же наблюдается радиально-лучистая микросферолитовая текстура, когда диаметр сферолитов не превышает 2-5 мк.

У большей части сферолитов в центре имеются скопления более крупных короткостолбчатых кристаллов (фиг. 4, 2), иногда же подобное ядро отсутствует (фиг. 4, 3). На стыке нескольких сферолитов, в образовавшемся пустом пространстве также формируются более крупные короткостолбчатые (2:1; 1,5:1) кристаллы апатита до $1 \times 0,5$ мк. Как правило, эти кристаллы более сложной огранки вследствие появления граней бипирамиды второго рода {1121}, а также комбинации граней пирамид {1121} и {1011}.

Концентрически-слоистое строение фосфатного вещества зерен обусловлено чередованием слоев, сложенных кристаллами разной либо одинаковой структуры, но с различной ориентировкой оси «с». Толщина отдельных слоев 0,5—2,5 мк, кристаллы в их пределах субпараллельны и ориентированы в одних слоях радиально, в других по касательной к окружности.

Такая текстура в оптическом микроскопе должна выглядеть как чередование изотропных или слабополяризующих и хорошо окристаллизованных концентров в сочетании со «сферолитовым крестом», что и наблюдается в действительности. Интересно отметить, что в слоях, образованных более крупными кристаллами, также отмечается усложнение огранки за счет появления грани {1121} и ее комбинации с гранью {1011}. Часть кристаллов имеет и более сложную огранку, возможно, за счет присутствия граней призмы второго рода и бипирамиды третьего рода, хотя это же явление может быть связано и с формированием ложных и индукционных граней.

Фосфорит из месторождения Куньян (обр. 10) состоит из удлиненфосфатных слабо агрегативно поляризующих зерен. но-овальных Иногда они выглядят изотропными. Часть зерен имеет тонкую центрически-слоистую оболочку толщиной 10-20 мк и менее; встречаются концентрически-слоистые оолиты диаметром 0,2-0,3 мм. Цемент порово-базальный фосфатный криптокристаллический. Рассмотрение серии реплик из этого фосфорита позволило выявить два основных типа строения фосфатного вещества. Преобладает радиально-лучистая микросферолитовая («занозистая») текстура, аналогичная таковой фосфатного вещества фосфоритов формации Фосфория и Каратау (фиг. 1, 6, 7). Отдельные сферолиты в 1-2,5 мк в поперечнике сложены радиальнолучистым агрегатом длиннопризматических с отпечатковым типом поверхности кристаллов размером 0,5-0,3×0,07-0,04 мк с соотношением длины и ширины 6—10:1. Ядро у сферолитов отсутствует, стык внешних поверхностей нередко полигонального характера. Изрелка наблюдается обрастание группы микросферолитов общей оболочкой, тоже радиально-лучистой. Иногда на стыке нескольких микросферолитов образуются более крупные (до 0,2 мк в поперечнике) кристаллы.

Нередко можно наблюдать своеобразную пламеневидную текстуру, обусловленную однонаправленным ростом одних сферолитов на других (фиг. 4, 4). Второй тип строения представляют довольно обширные участки равномерной ультрамикрокристаллической структуры (фиг. 4, 5). Они образованы короткостолбчатыми (2:1) различно ориентированными кристаллитами до $0,2 \times 0,4$ мк, нередко с хорошо развитыми бипирамидальными и пинакоидальными гранями {1011} и {0001}. Хорошо выраженных концентрически слоистых текстур, как на месторождении Джанатас, не отмечено, что, по-видимому, связано с весьма ограниченным присутствием фосфатных оолитов.

Образец (№ 11) из месторождения Хубсугул был представлен черным плотным однородным фосфоритом, агрегативно поляризующим в



Фиг. 4. Электронно-микроскопические снимки реплик оолитовомикрозернистых фосфоритов

1 — тонкая микрокристаллическая структура, параллельная текстура, краевая часть крупного сферолита, обр. 9, Каратау, месторождение Джанатас, СССР, ув. 25 000; 2 — мелкая микрокристаллическая структура, образованная короткостолбчатыми кристаллами в ядерной части сферолита, то же месторождение, ув. 25 500; 3 — центр сферолита без ядра, то же месторождение, ув. 25 500; 4 — пламеневидная текстура агрегата сферолитов, обр. 10, месторождение Куньян, КНР, ув. 22 500; 5 — ультрамикро-кристаллическая структура, равномерная текстура, то же месторождение, ув. 28 500; 6 — сферолитовая текстура с оскоплениями короткопризматических кристаллов в ядре, обр. 11, месторождение Хубсугул, МНР, ув. 16 500; 7 — сферолитовая «занозистая» текстура, то же месторождение, ув. 22 500

темно-серых тонах. В репликах был установлен один микросферолитовый тип строения фосфатного вещества. Наблюдается две разновидности микросферолитов. Одна разновидность (фиг. 4, 7), характеризующаяся радиально-лучистым «занозистым» строением (размер кристаллов до $0.5 \times 0.07 \ mk$), указывает на кристаллизацию в стесненных условиях и совершенно аналогична по строению фосфоритам из месторождений Куньян, Джанатас и формации Фосфория. Вторая же разновидность (фиг. 4, 6) состоит из более крупных, хорошо ограненных с достаточно ровной поверхностью длиннопризматических (3—5:1) кристаллов размером $0.8-1.0 \times 0.15-0.2 \ mk$. В ядре и отдельных слоях микросферолитов формируются еще более крупные короткостолбчатые и даже таблитчатые кристаллы со сложной огранкой (до $1.5 \times 1 \ mk$). Этот тип текстуры чрезвычайно похож на текстуры (обр. 9) из месторождения Джанатас.

Резко отличаются от описанных выше фосфориты из вендских отложений Кузнецкого Алатау (обр. 12). Они относятся к тонкокристаллическим механически переотложенным брекчиевым фосфоритам и сложены фосфатным и карбонатным материалами с тонким взаимным прорастанием (Красильникова и др., 1968). Многочисленные реплики, сделанные для различных образцов из разных месторождений, дают один и тот же характер строения (Миртов и др., 1967); структура, как правило, равномерная средняя микрокристаллическая (размер кристаллитов 2—5 мк), кристаллиты характеризуются преимущественным развитием граней бипирамиды, поэтому изометрические, реже короткостолбчатые. Поверхность граней неровная, часто пологоволнистая. Нередко наблюдаются ложные грани, а на поверхности граней округлые, гексагональные, кубические, иногда октаэдрические отпечатки до 0,1 мк, принадлежащие, видимо, кристалликам пирита, возможно, флюориту и углеродистому веществу (округлые формы). Отпечатки последнего нередко концентрируются вдоль ребер кристаллов.

выводы

Выделено четыре группы электронно-оптических структур и текстур:

1. Структуры и текстуры, характеризующиеся свободными условиями роста кристаллов. Кристаллы достаточно крупные призматические и длиннопризматические, грани бипирамиды развиты слабо. Эта группа характерна для остаточно-метасоматических фосфоритов.

2. Ультрамикрозернистая структура с зачатками сферолитовой текстуры. Эта группа характерна для желваковых и зернистых фосфоритов.

3. Структуры и текстуры образовались в стесненных условиях раскристаллизации. Типичны хорошо ограненные кристаллы тонкой микрозернистой размерности, ясно выраженная сферолитовая текстура в сочетании с концентрически-слоистой. Эта группа характерна для оолитовомикрозернистых фосфоритов.

4. Кристаллическая бипирамидальная структура с угнетенными гранями призм. Часть пирамидальных бипирамид, возможно, принадлежит бипирамидам второго и более высоких порядков. Эта группа характерна для фосфоритов, фосфатное вещество которых под обычным поляризационным микроскопом и по данным рентгеноскопии аналогично таковому оолитовомикрозернистых фосфоритов.

Морфологические особенности каждого типа фосфоритов, возможно, отражают не только условия образования, но и характер минеральной формы фосфатного вещества.

Судя по опубликованной литературе, фосфатные минералы в подавляющем большинстве месторождений фосфоритов относятся к группе апатита и, как правило, представлены фторкарбонатапатитом; у одних фосфоритов (оолитовомикрозернистых) его состав и свойства ближе к франколиту, у других (желваковых) — к курскиту (Бушинский, 1956). Это довольно хорошо видно из табл. 1. Исключение составляют тонкокристаллические фосфориты Горной Шории, где фосфатное вещество в результате процессов метаморфизма превратилось во фторапатит. Иную форму имеет также часть фосфатных минералов в зернистых фосфоритах. Наличие в них SO₃ и Na, а также показатели преломления и параметр «а» кристаллической решетки указывают на возможность присутствия натрийсульфатапатита.

Полученные данные по электронной микроскопии в известной мере подтверждают эти положения. Так, для фосфоритов, сложенных фторкарбонатапатитом, близко стоящим к курскиту (желваковые разности), характерна ультрамикрозернистая структура с зачатками сферолитовой текстуры; для фосфоритов, сложенных фторкарбонатапатитом, близко стоящим к франколиту (оолитовомикрозернистые разности), типичны хорошо ограненные кристаллы тонкой микрозернистой размерности и ясно выраженная сферолитовая текстура в сочетании с концентрически-слоистой. Появление в ряде случаев кристаллов моноклинного облика, возможно, связано с образованием натрийсульфатапатита или карбонатапатита.

Вместе с тем связь морфологии фосфатных кристаллов с их минералогией не столь очевидна и требует дальнейшего изучения. Использование электронно-оптических методов исследования дает обильную информацию о кристаллической структуре и особенностях формирования фосфоритов. Полученные выше выводы ни в коем случае не отражают всех возможностей этой методики. Особенно плодотворным может быть изучение предварительно оттененных сколов фосфоритов под сканирующим микроскопом, где можно наблюдать переходы одних типов текстур и структур в другие, что редко удается при исследованиях методом реплик. Необходимо также и более детальное изучение различных типов и разновидностей по каждому месторождению. Это поможет более четко сформулировать основные черты каждого типа фосфоритов различных месторождений и разобраться в особенностях их формирования.

ЛИТЕРАТУРА

Бушинский Г. И. Фосфаты кальция фосфоритов.— В сб.: Вопросы геологии агрономических руд. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Костов И. Кристаллография. М., «Мир», 1965.

- Красильникова Н. А., Ґуревич Б. Ґ., Шмелькова Ю. Ф., Блисковский В. З., Оболенская Г. А. Фосфоритоносность древних отложений Алтае-Саянской складчатой области — Тр. ГИГХС, вып. 12. М., 1968. Миртов Ю. В., Кротков Г. А., Симкина М. И. О применении метода реплик для изуче-

ння фосфорнтов. — Литол. и полезн. ископ., 1967, № 3. Михайлов И. А., Батурин Г. Н., Кочетов А. В., Миртов Ю. В., Разваляев А. В. Условия накопления фосфоритов в Нильской синеклизе и на шельфе юго-западной Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5.

Смирнов А. И., Ивницкая Р. Б., Плотникова В. И., Фридман Н. Г. О минералогической природе фосфатного вещества фосфоритных руд. Тр. ГИГХС, вып. 4. М., 1959.

Хворова И. В., Дмитрик А. Л. Микроструктуры кремнистых пород. М., «Наука», 1972. Фекличев В. Г. Микрокристалло-морфологический анализ. М., «Наука», 1966.

ГИГХС, Москва, зсгу

Дата поступления 16.V.1973

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 1, 1976 г.

УДК 553.494:552.14(574.4)

ГИПЕРГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ИЛЬМЕНИТА МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРАОТКЕЛЬ В КАЗАХСТАНЕ

Н. М. ПАХАРУКОВ, М. М. КРАВЧЕНКО, В. В. СОЛОВЬЕВ, В. К. ШАХАНОВ, В. Д. ТЯН

Показано, что в корах выветривания преобразование химического состава ильменита сопряжено со структурными изменениями и приводит к переходу ильменита в аризонит.

Караоткельское россыпное месторождение Ті находится в северозападной части Зайсанской впадины, в переходной зоне от Зайсанской депрессии к горным сооружениям Калбы. Месторождение приурочено к низам северозайсанской свиты Cr₂—Pg₁ (Цеховский, 1973) и образовалось в процессе размыва и переотложения мезозойской коры выветривания, развитой на ильменитсодержащих гранитоидах Караоткельского массива (щелочные граниты, сиениты, монцониты, сиенитдиориты) (фиг. 1).

Мощность коры выветривания 3—20 *м*, площадь распространения 80—90 км². Переотложенные ее продукты прослеживаются по ветвящемуся руслу в древнем рельефе палеозойского фундамента на площади 25—30 км². Основные рудные минералы месторождения — ильменит и циркон — концентрируются в аркозовых песках и песчанистых глинах. Эти породы состоят из каолинизированных полевых шпатов, кварца, гидробиотита и других минералов.

Особенностями караоткельского ильменита являются относительно крупный размер зерен (около 70% составляют классы крупнее 0,1 *мм*) и резкое преобладание ильменита в составе тяжелой фракции (до 95%).

Изучение состава свойств караоткельского ильменита проводили химическими (201), рентгеноструктурными (22), минералогическими (несколько тысяч) и минералографическими (21) анализами. Технологические свойства ильменитовых концентратов для производства титановых белил изучали по четырем пробам в Челябинском филиале НИПИ неорганических пигментов и судовых красителей.

В зоне гипергенеза ведущим процессом изменения в ильмените являлось окисление Fe и накопление Ti. Этот вывод иллюстрируется усредненными результатами анализов по разрезу четырех скважин (табл. 1). При выветривании в ильмените произошло относительное увеличение TiO₂ на 8,4%, на 75% окислилось закисное Fe и практически удвоилось содержанием окиси Fe.

Статистически распределение ильменита разных горизонтов в зависимости от степени окисления изображено на фиг. 2. В ряде работ показано, что в зоне гипергенеза в зависимости от физико-химических условий среды ильменит замещается вторичным рутилом, анатазом, либо доказывается существование самостоятельных вторичных минералов



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Караоткельского месторождения

Глина: 1 — зеленовато-серая, 2 — светло-серая; 3 — ильменитоносные пески и песчанистые глины; кора выветривания: 4 — по сиенитам, монцонитам, сиенито-диоритам, 5 — по гранитам; 6 — сиениты, монцониты, сиенито-диориты; 7 — граниты: 8 — геологические границы; 9 — граница коры выветривания

с отличной от ильменита структурой, подобной аризониту — $Fe_2O_3 \cdot 3TiO_2$ (Зив, 1956; Жердева, Абулевич, 1964) или проаризониту, который выделяется в качестве промежуточной стадии между ильменитом и аризонитом (Быков, 1964).

Минераграфическое, химическое и рентгеноструктурное изучение караоткельского ильменита из коры выветривания и продуктивного горизонта северозайсанской свиты выявило существование двух разновидностей измененного ильменита: слабо измененного ильменита и проаризонита.

Слабо измененный ильменит более характерен для коры выветривания. Содержание TiO_2 в нем близко к таковому в ильмените из коренных пород, а FeO : Fe₂O₃ равно 1,66 (табл. 1).

Таблица 1

				•			
	TiOz	Fe ₂ O ₃	O3 FeO FeO+Fe2O		Степень выще-	Степень	
Литологический горизонт		9	лачивания, Fe _{общ} TlO ₂	окисления, <u>Fe³+</u> Fe_{0бщ}			
Проаризонит из песков, песчанистых глин Слабо измененный иль-	53,37	31,79	8,55	40,34	0,75	0,78	
менит из коры выветриванця Ильменит из коренных пород	53,32 49,15	26,96 14,60	16,23 35,21	43,19 49,81	0,81 1,01	0,62 0,29	
-							

Усредненные анализы ильменита

Вторичные продукты окисления гематит – лейкоксен развиты в виде полосчатых выделений в краевых частях зерен или приурочены к плоскостям двойниковых швов в виде линейно ориентированных скоплений и гвязаны с окислением первичного магнетита. Решетчатые структуры распада твердого раствора ильменита с магнетитом наблюдаются в аншлифах из сиенитов, монцонитов и сиенито-диоритов.

Слабо измененный ильменит сохраняет таблитчатую, пластинчатую формы кристаллов с хорошо развитым базопинакоидом 0001 и комбинацией ромбоэдров 1011, 0221, 2243. Минерал черный, черта темно-кофейная, коричневато-бурая, темно-серая. Отражательная способность хорошо выражена; кремовый оттенок, типичный для ильменита, отсут-

ствует. Наблюдаются яркорефлексы, которые красные резко усиливаются в масляной иммерсии. Эта разновидность достаточно ильменита дает резкий и полный дифракционный спектр, отражающий структуру ильменита (табл. 2).

Проаризонит более распространен в переотложенных песчано-глинистых осадках. Ему присущи повышенное содержание TiO₂, тройное превышение Fe₂O₃ над FeO, пониженная отражательная способность, отрицательный рефлекс, хорошая анизотропия, усиливающаяся в иммерсии, но более слабая, чем у первичного ильменита, ярко-красные внутрен-



Фиг. 2. Кумулятивные кривые распределения ильменита в зависимости от степени окисления 1—в коренных породах; 2—в коре выветривания; 3—в песках и песчанистых глинах северозайсанской свиты

ние рефлексы. Эта разновидность иногда полностью замещает зерна ильменита, образуя однороднозернистую или зернисто-ячеистую серую массу с темно-серой и табачной чертой.

Рентгеноструктурное изучение показало, что для ильменита из аркозовых песков очень близка дифракционная картина проаризонита с опорными эффектами 2,48; 2,18; 1,69 кх. Эти эффекты отсутствуют на дебаеграммах ильменита и совпадают с опорными линиями рутила. В то же время отсутствие на порошкограммах изученных образцов других опорных эффектов 3,25 (10); 1,63 (8); 1,36 (7); 1,35 (6) кх, типичных для рутила, позволяет однозначно интерпретировать данные анализа в пользу проаризонита. Эти результаты хорошо коррелируются с химическими анализами ильменита, показывающими существенное возрастание роли Fe_2O_3 в составе минерала, что характерно для проаризонита.

Распределение ильменита в зависимости от степени окисления дает фиг. 2. Явное преобладание в переотложенных осадках наиболее окисленных разновидностей ильменита со структурой проаризонита, по-видимому, не случайно и связано с дополнительным воздействием окислительной водной среды.

Взаимосвязь процессов выщелачивания и окисления при гипергенном изменении ильменита во многом неясна. Авторы выясняли поведение Ті в процессе окисления ильменита по его растворению в кислоте. Семь образцов ильменита растворяли в $HCI_{конц}$ 10 мин при t до 100° С. Химически анализировали содержание Ті и Fe в образцах и растворах. При относительном увеличении содержания TiO₂ в анализированных образцах в среднем на 2,35% происходит потеря Fe и Ti (в среднем на

Значение	межплоскостных	pace	тояний	образцов	ильменита	ИЗ	коры
	выветривания	я́иа	аркозов	ых песков	, <i>кх</i>		

Ильменит	(эталон)*	Рутил (эт	алон) •	Ильменнт выветри	на коры вания	Ильменит вого	из аркозо- песка	Проариз (эталон	онит 1) **
d n	1	d/n	I	d/n	I	d/n	1	d/n	I
4.00				4.19	3	4.12	2		
3,65	2	3,60	5	3,80	4	3,61	4	3,76	3
3,31		2.95	40					<u></u>	<u>~</u>
3 00	5	3,23	10	3.05	2			3,23	3
2.74	10	2.75	3	2.76	5	2.73	7	2.73	2
2,53	8			2,56	.7	_,		-,	} _
0.00		2,49	9	2,49	8	2,48	6	2,48	5
2,22		9 19	7	2,25	5	9 10	7	2,27	
1.86	6	1.87	6	1.87	6	1.86	5	1.87	
1,72	9	-,		1,72	8	-,	Ť	-,	-
		1,69	10	1,70	6	1,69	9	1,69	10
1 50	<u>•</u>	1,63	8	1,63	2	4 40	4	1,63	
1,46		1,30	$\frac{1}{2}$	1,30	6	1,45	2	1,30	4
1,33	6	1,36	7	1,34	2	-,	-	-,	-
1,27	3			1,27	2				
1,18	4			1,18	2			1,17	1
1.11				1.10	2			1,14	
1,07) 3	1,09	3	1,07	3			1,08	i
1,05		1,04	3	1,04	2	l	ł	1,04	1

* Эталон по Г. А. Сидоренко и З. А. Акопян (1957). ** Эталон по А. Д. Быкову (1964).

Таблица З

	Содержа	ание ТіО _г				
Номер образца	в исходном ильмените	после кипя- чения в HC1	Относительное увели- чение содержания ТіО ₂ после кипячения	Потеря ТЮ2 после кипячения от исход- ного содержания	Потеря Fe ₂ O ₃ (общая)	
1* 2* 3** 4** 5*** 6*** 7*** CDegHee	45,40 48,93 52,57 52,66 53,14 54,47 55,08 51 89	52,66 50,70 54,63 54,24 54,82 55,22 56,30 54,08	7,26 1,87 2,06 1,58 1,68 0,75 1,22 2,34	4,85 4,06 7,17 3,56 10,23 5,52 5,74 5,89	15,159,010,8310,0412,578,488,2610,62	

Результаты опытов по растворению ильменита, вес.%

• Неизмененный ильменит. •• Слабо измененный ильменит.

*** Проаризонит.

10,6 и 5,89% соответственно). Так как Fe выщелачивается легче, в исходном ильмените происходит увеличение содержания Ті (табл. 3).

Технологические свойства ильменитовых концентратов для производства титановых белил изучал Челябинский филиал НИПИ неорганических пигментов и судовых красителей. Ильменитовые концентраты из коры выветривания и отложений северозайсанской свиты (Сг₂—Рд₁) пригодны для производства титановых белил. Вследствие меньшей окисленности Fe в ильмените концентрат из коры выветривания более технологичен.

выводы

1. Преобразование химического состава ильменита сопряжено со структурными изменениями. Наиболее окисленные разности минерала обнаруживают структуру, близкую к проаризониту, промежуточному минеральному виду в ряду ильменит — аризонит.

2. Химические и структурные преобразования ильменита отразились на его технологических свойствах. По заключению Челябинского филиала НИПРОИНС'а ильменитовые концентраты из коры выветривания более технологичны при производстве титановых белил.

ЛИТЕРАТУРА

Быков А. Д. Проаризонит как вторичный минерал гипергенного изменения ильменита.— Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 3.

Жердева А. Н., Абулевич В. К. Минералогия титановых россыпей. М., Недра», 1964.

Зив Е. Ф., Рутилизация ильменита в гипергенных условиях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 12.

Сидоренко Г. А., Акопян З. А. Рентгенометрический определитель титановых и титансодержащих минералов. ВИМС, 1957.

Цеховский Ю. Г. Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-каолиновой формации. М., «Наука», 1973.

Восточно-Казахстанское территориальное геологическое управление, "Усть-Каменогорск Дата поступления 3.XII.1974

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 1, 1976 г.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС БЕНТОНИТОВ ДАШСАЛАХЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЗЕРБАЙДЖАНА

Р. Н. АБДУЛЛАЕВ, Х. А. АЛИЗАДЕ, М. Б. ХЕИРОВ

Дашсалахлинское месторождение бейтонитов приурочено к северо-западному борту Казахского поперечного прогиба Сомхито-Агдамской зоны Малого Кавказа, к прижерловым участкам древних (позднемеловых) вулканов. Оно относится к гидротермальному типу. Наряду со сплошной монтмориллонитизацией пирокластических пород на этом месторождении происходила гидрослюдизация, бейделлитизация, хлоритизация, ожелезнение, окремнение, цеолитизация, образование гипса и др.

Позднемеловая андезито-базальто-липаритовая формация Казахского поперечного прогиба Сомхито-Агдамской зоны Малого Кавказа богата полезными ископаемыми: бентонитовыми глинами, цеолитовыми туфами, трассами, поделочными камнями, исландским шпатом и др. В ее составе более 10 месторождений и проявлений бентонитовых глин; самое значительное из них Дашсалахлинское. Оно, наряду с Каймахлинским и Алибайрамлинским, приурочено к северо-западному борту прогиба; вблизи от них находится Каймахлы-Кямарлинское месторождение цеолитоносных трассов, аналогичных тауз-оксюзлинским и татлинским трассам и айдагским цеолитовым пепловым туфам.

В настоящей статье приводятся результаты исследования более 100 образцов бентонитов Дашсалахлинского месторождения; они подвергнуты микроскопическому, рентгеноструктурному, термическому, электронно-микроскопическому, химическому и другим анализам.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

В геологическом строении Казахского поперечного прогиба принимает участие сложный комплекс верхнемеловых и палеогеновых осадочно-вулканогенных образований, которые выступают по бортам прогиба, в основном в виде изолированных выходов (фиг. 1).

Верхний мел представлен коньяк-нижнесантонскими, верхнесантонскими вулканогенными породами, кампан-маастрихтскими известняками (Абдуллаев, 1965; Акаева, 1970). Палеогеновые осадочно-вулканогенные отложения имеют ограниченное распространение и обнажаются за пределами района развития бентонитовых залежей.

Все складчатые структуры региона северо-восточного — субмеридионального направления и осложнены как глубинными разломами, так и мелкими разрывными нарушениями преимущественно северо-восточного простирания.

Дашсалахлинское месторождение приурочено к Кызылкаинской антиклинальной зоне северо-восточного простирания. Она сложена преимущественно верхнесантонскими вулканогенными образованиями мощностью 180—200 *м* и расчленяется на две пачки. Нижняя пачка сложе-



Фиг. 1. Геологическая карта Дашсалахлинского месторождения бентонитов *I* — четвертичные делювиальные и пролювиальные отложения; *2* — известняки кампана — нижнего маастрихта; верхний сантон: *3* — экструзивные трахилипариты, *4* — экструзивные дацито-липариты, *5* — эффузивные дацито-липариты и их вулканопласты, *6* — бентонитизированные туфы, *7* — перлиты и перлитовые туфы; *8* — верхний коньяк и нижний сантон — андезитобазальты и их туфы; разломи: *9* — межблоковый глубинный, по геофизическим данным, *10* — малоглубинный; *11* — контуры бентонитоносных участков; *12* — скважина и ее номер

на снизу вверх агломератовыми туфами, туффитами, туфогравелитами, туфами литокластическими, кристалло-витрокластическими, бентонитами. Верхняя пачка состоит из дацито-липаритовых и трахилипаритовых потоков и экструзивов, составляющих Алпоутскую группу вулканических центров, приуроченных к внутриблоковому разлому глубокого заложения. В северной части месторождения верхнесантонские вулканообломочные и экструзивные образования несогласно перекрываются кампан-маастрихтскими грубослоистыми органогенно-обломочными известняками.

Бентонитовая залежь расположена в пониженной части рельефа между возвышенностями, которые сложены известняками и экструзивными породами, и перекрыта четвертичными отложениями. Залежь бентонитовых глин приурочена к вулканической депрессии, образованной на пересечении субмеридионального разлома глубокого заложения и разрывов северо-западного направления. Эта депрессия обрамлена с



Фиг. 2. Панельная диаграмма Центрального и Северного участков Дашсалахлинского месторождения бентонитовых глин (построена по данным разведочных скважин и геологических профилей Управления СМ АзССР по геологии Х. А. Ализаде и З. К. Тхостовой)

1 — супеси и суглинки; 2 — известняки; 3 — эффузивы: дацито-липаритовые, трахилипаритовые; 4 — вулканокласты: дацито-липаритовые, трахилипаритовые; 5 — бентонитовые глины; 6 — экструзивные купола; 7 — контакт бентонитов с подстилающими породами; 8 — скважина и ее номер; I — Центральный участок; II — Северный фланг

севера, запада и юга экструзивными куполами — Кызылкая, Ризачал, Карачал, представляющими реликты конусов древних (сантонских) вулканов, сложенных биотитовыми трахилипаритами. Морфологическая особенность депрессии, где происходило накопление и захоронение пирокластического материала, дает основание предполагать, что она представляет собой кальдеру опускания, оказавшуюся благоприятной структурой для накопления и дальнейшего преобразования туфового материала в бентонит. Залежь бентонита расположена между пирокластическими образованиями и покровами трахилипаритов. По данным Управления СМ АзССР по геологии (М. Гусейнов, А. Б. Керимов, Ш. А. Раджабова, О. Д. Гамзаев, Н. В. Гусев), она состоит из «Центрального» и «Южного» участков, разделенных экструзивным куполом и р. Карасу, по которой проходит разрывное нарушение.

Бентониты обоих участков залегают в виде массивных пластов мощностью 26—110 *м* с падением 10—12° на северо-восток (фиг. 2). Параллельно изменению мощности наблюдается и изменение качества бентонитов. Так, на Центральном участке с погружением структуры в северовосточном направлении отмечается увеличение мощности покровных эффузивных и экструзивных пород (скв. 107, 211 и др.) и бентонитов (скв. 1а, 49, 59). Одновременно возрастает однородность, дисперсность бентонитовых глин и улучшаются их технологические показатели.

На юго-западе мощность залежи уменьшается до полного выклинивания, бентониты становятся грубодисперсными, с низкой набухаемостью, невысокими показателями глинистого раствора и небольшой прочностью сухих окатышей.

На Северном фланге, расположенном северо-восточнее Центрального участка, глины залегают на глубине 6—96 м. Их мощность 42—190 м. Здесь они располагаются в виде карманов между эффузивными породами или окаймляют мощные покровы и экструзивные тела (фиг. 2).

Вредной примесью бентонитов является гипс, но с глубиною он исчезает. По составу бентониты в основном щелочные, редко щелочноземельные. Они тонкодисперсные, с набухаемостью 5—19,4.

ПЕТРОГРАФИЯ

Бентониты на Дашсалахлинском месторождении скрыты под современными делювиально-пролювиальными отложениями или покровами лавовых образований и лишь на незначительной площади выходят на дневную поверхность. Наиболее распространены породы эффузивных покровов, экструзивов и сопровождающих их прижерловых вулканообломочных пород. Это дацито-липариты, трахилипариты, реже андезиты, трахиандезиты и их вулканокласты (Азизбеков, 1947; Абдуллаев, 1965). Последние представлены витрокластическими, пепловыми, пемзовыми, лапиллевыми, пузырчатыми, перлитовыми туфами. Они явились исходными породами бентонитов. Подстилающие породы — андезиты, трихиандезиты, их кристаллокластические и литокластические обломочные туфы, сцементированные известковым материалом.

Все вышеуказанные породы в разной степени монтмориллонитизированы, гидрослюдизированы, окварцованы, кальцитизированы, ожелезнены, хлоритизированы и пропилитизированы. Бентонитизация является самым широко развитым процессом гидротермального метаморфизма, охватившим главным образом вулканообломочные породы.

Наиболее свежие породы сохранились в экструзивных куполах. Это дацито-липариты, трахилипариты. Они слабо пористые, флюидально полосчатые, серо-бурые, фиолетовые, с порфировой, реже афировой структурой. Вкрапленники в них составляют 15-35% и представлены призматическими и таблитчатыми кристаллами плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита и кварца. В липарито-дацитах плагиоклазы альбит-олигоклазового состава, в трахилипаритах — олигоклаз-андезинового ряда со слабой серицитизацией. Биотит отмечен в виде пластинок, которые часто опацитизируются с развитием рудного минерала. Кварц в дацито-липаритах образует некрупные оплавленные фенокристаллы, а в трахилипаритах — ксеноморфные корродированные зерна. Санидин — характерный минерал трахилипаритов, представлен свежими относительно крупными призматическими кристаллами с отчетливой спайностью. Основная масса, в зависимости от степени раскристаллизации стекловатого базиса, приобретает витрофировую, микрофельзитовую, микрогранитовую, фельзит-микролитовую структуры с флюидально-полосчатой текстурой. В трахилипаритах наиболее распространена фельзит-микролитовая структура, микролиты представлены кали-натриевым полевым шпатом и плагиоклазом. В дацито-липаритах основная масса характеризуется фельзит-микрогранитовой структурой.

Вторичным изменениям подвергается в первую очередь вулканическое стекло основной массы, которое замещается монтмориллонитом, бейделлитом, иногда хлоритом.

Андезиты и трахиандезиты редки. Внешне это порфировые, афировые, иногда миндалекаменные породы, темно-серые, с зеленоватым или буроватым оттенком. Вкрапленники составляют 10—30% объема породы и представлены главным образом плагиоклазом, реже пироксеном и биотитом. Фенокристаллы плагиоклаза (в основном андезин, № 43—48) в целом свежие, местами кальцитизированы, серицитизированы и цеолитизированы. Нередки вкрапленники зонального плагиоклаза и моноклинного пироксена (авгита). Они образуют гломеропорфировые сростки. Кристаллы авгита мелкие, изометрические, частично замещены хлоритом, карбонатом, селадонитом. Пластинки биотита часто опацитизированы с выделением магнетита по их периферии. Структура основной массы витрофировая, гиалопилитовая, пилотакситовая. На фоне полупрозрачной темно-бурой стекловатой массы часто образуется хлорит, монтмориллонит, выделяются микролиты, лейсты плагиоклаза, зерна моноклинного пироксена, магнетита и хлорита. Для трахиандезитов характерна также микролит-трахитоидная, иногда гологиалиновая или перлитовая структура. В миндалекаменных андезитах миндалины выполнены хлоритом, халцедоном, кальцитом, анальцимом.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ БЕНТОНИТОВ

Отличительной особенностью бентонитовой залежи в пределах Дашсалахлинского месторождения является ее большая мощность, линзообразная форма залегания (Сеидов, Ализаде, 1972). Это обусловленовулкано-тектонической структурой участка накопления вулканообломочного материала, в последующем преобразованного в монтмориллонит.

Экструзивные купола, окружающие залежь, сложены преимущественно биотитовыми трахилипаритами, с флюидальной и пузырчатой текстурами и нередко содержат включения мелкобрекчиевых обломков (ксенолиты) перлита, спекшихся туфов и эффузивных пород, а также порфировые вкрапленники минералов. Эти породы на расстоянии 35— 40 *м* от линии контакта через серию промежуточных неоднородных, пестроцветных и рыхлых пород смеµяются бентонитовыми глинами.

Покровные породы в приконтактовой части бентонитизированы, часто переходят вначале в белесые бентониты с обильными темными включениями свежего биотита, а затем в желтые и зеленые бентониты.

С подстилающими породами контакт бентонитов нерезкий. Иногда отмечаются бентонитовые породы с гравийными зернами из подстилающих пород. Под бентонитами залегают зеленовато-серые мелкозернистые кристаллокластические и литокластические туфы, которые ниже становятся более грубыми до мелкообломочных туфобрекчий. В туфах преобладают минеральные обломки — раздробленные плагиоклазы, кварц, хлорит и др., в туфобрекчиях — обломки эффузивных пород, представленных витрокластами, андезито-дацитами, андезитами, трахиандезитами. При этом также изменяются количество и состав цементирующей массы. Ближе к контакту с бентонитовым пластом цемент пепловый, с хлоритом, ниже — известковистый, с базальным, контактовым и смешанным типами цементации. Цемента в низах пачки 40—45%.

Структура материнских пород в бентонитах полностью сохранилась (фиг. 3). Пемзовые флюктуационные и пузырчатые структуры наиболее распространены и приурочены в основном к нижнему, продуктивному пласту. Перлитовые образования преобладают на Центральном участке и в восточной части Северного фланга, а сферолитовые — на Южном участке. На Центральном они отмечены в верхней и нижней частях пласта, наряду с пемзовыми разностями. На обоих участках месторождения выделяются два слоя бентонитов: нижний, зеленый, и верхний, желтый, с отчетливой цветовой границей между ними.

В нижнем пласте мощностью 20—70 *м* глины плотные с пониженными пластичностью, влажностью и повышенной щелочностью, возрастающей с глубиной. Они характеризуются относительно высоким содержанием FeO — до 1,15%. Для глин этого пласта характерны включения пирита, вертикальные трещины, заполненные кварцем, кальцитом, хлоритом, и зеленые гравийные зерна монтмориллонитового и хлорит-селадонитового составов. Содержание селадонитов резко повышается в приподошвенной части, вследствие чего окраска глины густозеленая.

Глины нижнего пласта однородные по составу, с незначительной примесью обломочного материала и отчетливо выраженной пемзовой структурой. Стекло в виде лейст, ориентированных флюктуаций, раз-



Фиг. 3. Микрофотоснимки бентонитов (a-e) и гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин (∂) Дашсалахлинского месторождения. Реликтовая структура: a — пемзовая (скв. 49, обр. 12); b — бластовая перлито-пемзовая (скв. 60, обр. 1); a — игнимбритовая (скв. 52, обр. 5); a — мандельштейновая с концентрическим полиминеральным заполнением и секущей трещиной (скв. 60, обр. 5); d — перлитовая (скв. 238, обр. 14)

мером от псаммитового до гравийного, огибает сферолиты или обломочные минералы. Вдоль лейст иногда наблюдаются ожелезнение и карбонатизация, проявленные после оглинивания (фиг. 3, a, b). Среди стекловатых обломков отмечаются также спекшиеся обломки типа фьямме (фиг. 3, a) со сферолитовым (вариоли, перлиты) строением (фиг. 3, d). Перлиты чаще приурочены к подошве зеленого пласта. В пределах пласта сверху вниз увеличиваются размер и основность витрического материала, повышаются ожелезнение, хлоритизация и карбонатизация. В низах пласта также возрастает количество секущих трещин, заполненных вторичными минералами. Это обусловлено тем, что описываемые глины подстилаются достаточно проницаемыми литокластическими туфами, доступными для действия гидротермальных растворов. Верхний пласт, считая от контакта с покровными породами, простирается до глубины не ниже 40 *м*. В бентонитах этого пласта содержится $Fe_2O_3 3-6\%$ и FeO 0,2—0,4%. Для них характерны друзовидные стяжения гипса, тонкозернистого кальцита, развивающегося по вулканическому стеклу, обломки плагиоклаза, биотита и эффузивных пород.

На локальных участках месторождения в верхней и средней частях желтого пласта отмечаются тонкие пропластки фиолетовых мандельштейновых андезитов с частыми секущими трещинами и прослои известняковых туфов. В андезитах миндалины сфероидные с концентрическим заполнением их хлоритом, цеолитом, кристобалитом, лимонитом и др., реже наблюдается мономинеральное заполнение миндалин (фиг. 3, г). В туфах известковый материал развит по стеклу, часто по перлиту и вдоль пемзовых отдельностей.

В верхнем пласте преобладают бентониты по тонкому пепловому материалу с перлитовым тонкочешуйчатым, пузыристым, черепковым и рогульчатым стеклом. Строение стекловатой массы извилисто-ленточное, сферолитовое и пемзовое. Часто в этих породах наблюдается аксиолитовая структура с частичным спеканием близрасположенных сферолитов или обломков вулканического стекла; стенки их несколько сплющены и изогнуты. Вторичные минералы в них характеризуются параллельным взаимным прорастанием и ориентируются перпендикулярно стенкам миндалин, обломков и стержщевой линии внутри них (фиг. 3, *в*).

минералогия

На Дашсалахлинском месторождении преобладающим процессом разложения пеплового и туфового материалов является глинизация, охватившая всю пирокластическую толщу почти на всей площади ее развития. Здесь наблюдается горизонтальная зональность как в смене пород, так и в изменении их минералогического состава, что связано в основном со вторичными процессами, происходящими в пирокластических породах. Так, в южной части Центрального участка, на карьере (район скв. 109), в 10-15 м от пород, слагающих экструзивные купола — агломератовых мелкообломочных лавобрекчий, спекшихся пористых неизмененных туфов, дацито-липаритов со слабораскристаллизованной стекловатой массой — отмечается зона разлома мощностью 40— 50 м. За этой зоной следуют массивные толщи мономинеральных бентонитов — вначале белесых биотитовых, а затем однородных желто-зеленых и зеленых с ярко выраженной пемзовой и флюктуационной структурами стекла, по которому развивался монтмориллонит.

В переходной зоне разлома породы по неровной вертикальной линии контакта сменяются серией пестроцветных неоднородных, неравномерно измененных туфовых пород. Здесь наряду с сильно измененными зелеными, бурыми и розовато-зелеными рыхлыми туфами отмечаются слабо измененные белесо-серые плотные среднезернистые вулканообломочные породы.

Фенокристаллы биотита и плагиоклазов в этих породах раздроблены и изменены вдоль трещин. Ближе к контакту с экструзивными телами отмечаются обильные включения гетита в виде прожилков и точек по стеклу, биотиту, а также линзы твердых (режущих стекло) оплавленных, шоколадно-бурых кремнистых образований — высокотемпературного кристобалита с d = 4,10-4,13 Å (фиг. 4, VI).

В измененных витрокластических туфах полосы с преобладанием стекловатых перлитовых отдельностей чередуются с обломками пемзы. По перлам развивается гидрослюда с чешуйчатой мусковитоподобной раскристаллизацией, а вокруг перлов — ленточная сильно двупреломляющая окантовка. Обломки пемзы замещены монтмориллонитом. Здесь параллельно с гидрослюдой и монтмориллонитом отмечаются неболь-



Фиг. 4. Дифрактограммы проб Дашсалахлинского месторождения Скважины: I — 200, II — 49; III — 49, IV — 49; карьер в районе скв. 109: V — гидрослюдистая глина, VI — кристобалитовая линза, VII — гипсовая друза в бентонитовом пласте; образец: а — воздушно-сухой, б — насышенный глицерином, в — нагретый при 580° С

шие примеси хлорита в виде зеленых листочков и цементирующей массы, цеолита, а также смешанослойных монтмориллонит-гидрослюдистых образований с рефлексом в области 11,0 Å. После насыщения глицерином этот рефлекс смещается в сторону меньших углов отражения, а при нагреве совпадает с d (002) гидрослюды (фиг. 4, V). Смешанослойные образования на Центральном участке Дашсалахлинского месторождения не получили такого широкого развития между зонами монтмориллонитизации и гидрослюдизации, как в Сарыгюхе (Ратеев и др., 1973).

Горизонтальная и вертикальная зональности в распределении гидрослюды и монтмориллонитовой зоны наблюдаются и в краевой восточфланга Дашсалахлинского части Северного месторождения ной (скв. 238). Здесь, как и в переходной зоне карьера, возникновение гидрослюды обусловливается появлением в разрезе перлитовых отдельностей стекла и их раскристаллизацией. В нижней части толщи, представленной порфиритами со слабо измененной фельзитовой основной массой, из вторичных минералов отмечаются гидрослюда, гетит, цеолит, высокотемпературный кристобалит и др. В средней части — зеленые перлитовые породы, в которых много гидрослюды, а выше — хлорита. Покрывающие породы — белесые легкие спекшиеся витрокластические туфы с бейделлитом и монтмориллонитом.

В зоне монтмориллонитизации породообразующий минерал — монтмориллонит. У него d(001) = 12,4-12,6 Å смещается в сторону меньших углов отражения при насыщении глицерином до d(001) = 17,6-17,8 Å (фиг. 5, I-IV). Нагрев образца при 330° С приводит к сокращению d(001) до 9,50—9,60 Å, но последующее насыщение глицерином (или водой) показывает, что эта дегидратация обратима. Необратимое удаление межслоевой воды наступает при температурах, превышающих



Фиг. 5. Дифрактограммы (I—IV) и термограммы (V—IX) с кривыми обезвоживания (пунктир) бентонитов Дашсалахлинского месторождения

Скважины: I, IX — 5a, II — 23, III, IV — 49, VI, VIII — 59, VII — 52; V — канава 11 (обр. 4); a, б, в см. на фиг. 4; г — обработанный ЗN раствором LiCl

400—500° С. Эти особенности характерны для щелочных монтмориллонитов с одним молекулярным слоем воды в межслоевом промежутке, что подтверждается данными водных вытяжек (Na+K=82,96 *мг/экв.*, %) и наличием на термограммах лишь одного эндоэффекта, связанного с выделением межслоевой воды (фиг. 5, V—IX).

Интересно отметить, что на дифрактограммах воздушно-сухих и нагретых образцов бентонитов не регистрируются базальные рефлексы более чем третьего порядка, тогда как на дифрактограммах образцов, насыщенных глицерином, отмечается интегральная последовательность базальных рефлексов с межплоскостными расстояниями: d(001) = 17,7-17,8 Å, d(002) = 8,85-8,90 Å, d(006) = 2,93-2,97 Å и др. (фиг. 5, 6). Это обусловлено улучшением ориентации частиц монтмориллонита в плоскости 001 после проникновения молекул глицерина в межслоевые промежутки. При этом на дифрактограммах ориентированных препаратов тонкоотмученных бентонитовых глин базальные рефлексы более высоких порядков регистрируются лучше, чем для таковых с пепловой структурой, что, очевидно, связано с плохой окристаллизованностью монтмориллонита и относительно слабой набухаемостью его в последних разностях (Коссовская и др., 1971).

Обработка отдельных образцов трехнормальным раствором по методике Грин — Келли показывает, что в тонкоотмученных бентонитовых глинах основным компонентом является кремнеземистый монтмориллонит. А в глинах с пепловой структурой значительно развиты бейделлит и смешанослойные бейделлит-монтмориллонитовые образования. Для минерала с упорядоченным чередованием бейделлитовых и монтмориллонитовых межслоевых промежутков характерна регистрация на дифрактограммах образцов, обработанных 3NLiCl, рефлекса с d(001) = 27,4 Å и его высоких порядков (фиг. 5, *Iz*), а для смешанослойных образований с беспорядочным чередованием слоев — при 11,0—13,0 Å.

Межплоскостное расстояние d (060) не превышает 1,49 Å, что свидетельствует о развитии в данном бентонитовом месторождении диоктаэдрической структурной разности монтмориллонита (фиг. 4, I-IV).

В зоне монтмориллонитизации встречаются также небольшие, а в некоторых случаях еле заметные примеси низкотемпературного кристобалита с характерными для него межплоскостными расстояниями (4,03—4,06; 3,12—3,16 Å и др.), кварца, хлорита, полевых шпатов, цеолитов, тридимита (4,34—4,39; 4,12—4,15 Å и др.), пирита. В периферии зоны часты волокнистые и друзовидные выделения гипса этой (фиг. 4, VII). О преимущественно монтмориллонитовом составе бентонитов этой зоны свидетельствуют данные термического и других видов анализов. Так, на термограммах фиксируются эндотермические эффекты — при 110—180, 650—700 и 800—850°С (фиг. 5, V—IX). Первый из них связан с выделением гигроскопической и межслоевой воды монтмориллонита (10—22%), второй — конституционной гидроксильной (4— 6%), третий — с окончательным разрушением кристаллической решетки, почти без потери веса. Он обусловлен переходом основной массы монтмориллонита в окислы металлов и двуокись кремния, из которых при дальнейшем нагревании кристаллизуются новые минералы, на что указывает экзотермический эффект при 870—900° С.

Вследствие относительно высокой температуры выделения конституционной воды качество дашсалахлинских бентонитов как сырья для окомкования железорудных окатышей в черной металлургии оказалось достаточно высоким.

На термограммах отдельных образцов бентонитов зафиксированы реакции, характерные для минералов-примесей: разложение кальцита при 720—750° С с заметным выделением СО₂, гипса, осложняющего первый эндоэффект монтмориллонита в области 120—140°, пирита, окисляющегося при 300—450° С.

На электронно-микроскопических снимках видны характерные для монтмориллонитовых частиц формы: облакообразные агрегаты, полупрозрачные листоватые чешуйки со скрученными шиповидными краями, реже нитевидные, удлиненные образования. Последние, вероятно, являются палыгорскитами.

Содержание основных компонентов в бентонитах, %: SiO₂ — 51,9— 62,8; Al₂O₃ — 12,8—18,0, H₂O — 3,8—8,5. Для бентонитов характерно значительное преобладание Na₂O над K₂O и окисного железа над закисным. Соотношение CaO и MgO в естественных породах в глинистых фракциях пестрое. Для верхнего пласта характерны повышенные содержания Al₂O₃, Fe₂O₃, H₂O, а в нижнем отмечается увеличение SiO₂, FeO, Na₂O, CaO.

о генезисе бентонитов дашсалахлинского месторождения

В Казахском прогибе формирование бентонитовых и цеолитовых месторождений территориально и генетически тесно связано между собой. Вулканические излияния на северо-западе (Кямарли-Каймахлы) и юго-востоке (Тауз-Оксюзлю, Айдаг) прогиба дали в коньяк-сантонское время кислые дацито-липаритовые вулканические образования в виде мощных толщ зеленых цеолитизированных трассов. Эти трассы отлагались в относительно глубоководных бассейнах, чередуясь с пелитоморфными известняками. На участках прогиба, погружавшихся в верхнесантонское время, излияния носили более основной характер. Это андезито-базальтовые, трахиандезитовые (Сарыгюх) и андезито-дацитовые (Дашсалахлы) породы. Последние выше сменяются кислыми дацито-липаритовыми и трахилипаритовыми породами, накапливавшимися в прибрежных и мелководных водоемах.

Северо-западнее Дашсалахлинского месторождения на Алибайрамлинском и Каймахлинском участках наблюдается пачка переслаивания бентонитов с цеолитизированными и бентонитизированными белесыми туфами, известняками и эффузивными породами, в которых часты секущие трещины. Такая различная направленность в преобразовании вулканитов в пределах небольшой площади может быть объяснима несколько различным составом вулканических продуктов и фациальными условиями бассейна седиментации.

Генезис Дашсалахлинского месторождения сложный. Близость многочисленных вулканических центров и субмаринный характер извержений обусловили накопление большого количества неоднородного пирокластического материала в депрессии кальдерного типа, а также значительное влияние поствулканических проявлений на интенсивную монтмориллонитизацию пород.

Щелочной состав эффузивов создавал условия для поступления в бассейн, особенно в период затухания вулканов, летучих и растворенных компонентов (CO₂, щелочи, Cl, F, P, пары H₂O, соединения Fe, Mn, S и др.). Эти компоненты способствовали раскристаллизации и выщелачиванию пирокластических пород и перерождению их в монтмориллонит (Дзоценидзе, Хворова, 1974). Реликтовая неоднородная витроструктура бентонитов с преобладанием пемзовой свидетельствует о высокой пористости и проницаемости исходных пород, облегчавших проникновение газов и гидротермальных растворов в пирокластическую пачку. Ввиду ограниченного их поступления замещение стекла монтмориллонитом происходило без нарушения контуров пемзовых частиц, с растворением одних элементов и привносом других.

Неоднородность стекловатой массы и наличие сферолитов в исследуемых бентонитах связано с кислым составом их и высоким содержанием летучих компонентов, выделяющихся при ликвации, часто с образованием пузырьков. При остывании стекла создаются обособленные участки, отличающиеся по составу, вязкости и другим свойствам. Вначале, пока стекловатая масса находилась в пластичном состоянии, создавались флюктуационные, ленточные отдельности, в некоторых участках происходило спекание обломков стекла. По мере дальнейшего остывания и повышения вязкости возникали сферолитовые, перлитовые отдельности. Часто перлиты наблюдаются внутри пемзовых обломков, обычно они вытянуты вдоль обволакивающих их флюктуационных полосок.

Под действием гидротермальных и эксгаляционных растворов наряду со сплошной глинизацией пирокластических пород происходили и другие процессы: гидрослюдизация, хлоритизация, ожелезнение, окремнение, цеолитизация, образование гипса и т. д. Они способствовали заполнению сферолитовых пустот минеральными новообразованиями, вследствие чего создались концентрические полосы в миндалинах, а также секущие трещины и жилы. Тонкие волокнистые и друзовидные агрегаты гипса чаще приурочены к желтым глинам, а в зеленых они заметно убывают.

Хлоритизация в виде цементной массы и неправильной формы зерен развита в зеленых глинах, в подстилающих кристалло-литокластических туфах. В мандальштейновых андезитах, прослаивающих верхний бентонитовый пласт, хлорит заполняет полости миндалин, а иногда трещины и жилы. Появление хлорита связано с повышенной основностьюпород и деятельностью гидротермальных растворов.

Кальцит в виде мелких зерен и лейстов замещает разложившееся вулканическое стекло по всей бентонитовой толще вдоль флюктуации и

выполняет миндалины и жилы в верхних приконтактовых и подстилаючих породах.

Развитие гидрослюды на Дашсалахлинском месторождении связано с появлением перлитовых отдельностей стекла в витрокластических туфах. В исследуемых бентонитах наблюдается мусковитовая разность гидрослюд в отличие от Сарыгюхского бентонитового месторождения, где М. А. Ратеев и др. (1973) отметили селадонит.

Приуроченность гидрослюды, высокотемпературного кристобалита, гетита и хлорита к областям, примыкающим к покрывающим экструзивным (карьер между скважинами 23а и 109) и эффузивным (скв. 238) образованиям, указывает на возникновение их в условиях повышенных температур и относительного насыщения ионами калия.

О значительной роли поствулканических проявлений в образовании бентонитов на Дашсалахлинском месторождении говорят следующие факты.

1. Залегание бентонитовой залежи в виде линзоподобных тел или карманов среди вулканообломочных пород, накопившихся в вулканотектонической депрессии кальдерного типа, расположенной в окружении экструзивных куполов, являющихся эруптивными центрами сантонских палеовулканов.

2. Возрастание мощности нижнего зеленого пласта бентонитов к северо-востоку, в сторону погружения складки, ближе к разлому, вдоль которого развито гидротермальное железо-марганцевое оруденение. На участках, удаленных от разлома, расположенных в периферийных частях месторождения (скважины 26, 27, 27а и др.), наряду с уменьшением мощности залежи бентониты становятся грубодисперсными, низкочабухающими, тогда как в центральной части они тонкодисперсны, с высокой набухаемостью. Северо-западнее Дашсалахлинского месторождения, на Алибайрамлинском и Каймахлинском участках Казахского прогиба, не обнаружены значительные скопления бентонитов. Эти участки расположены на большом удалении от вулканических центров, и пласты бентонитов здесь прослаиваются с органогенными глинистыми известняками, с цеолитсодержащими глинистыми туфами и вулканогенными породами.

3. Наличие между бентонитами и вмещающими их эффузивными образованиями переходных пород, представленных кристалловитрокластическими, кристаллокластическими, литокластическими, в той или иной степени оглиненными туфами.

4. Вертикальная и горизонтальная зональность в смене вторичных минералов (гидрослюды, кристобалита, монтмориллонита, бейделлита, хлорита, смешанослойных образований), а также последовательное заполнение ими концентрических миндалин и секущих трещин. Процесс бентонитизации вулканогенных пород осложнен участием нескольких центров извержения.

5. В зоне гидрослюдизации смешанослойные монтмориллонит-гидрослюдистые образования редки. Это указывает на бедность калием гидротермальных растворов.

Образование монтмориллонита не является следствием стадийности ряда с начальным созданием слюдистых минералов через смешанослойные глинистые образования, связанные с монтмориллонитом; это результат появления благоприятных первичных условий. В зоне бентонитизации монтмориллонит возник под влиянием взаимодействия щелочных, бедных калием термальных растворов, с первичными породами. Об этом свидетельствует присутствие в бентонитах в основном низкотемпературных минералов: кристобалита (4,03 Å), гипса, кальцита, лимонита, пирита и др.

Сохранность в бентонитах пепловой структуры и преобладание в них монтмориллонита, присутствие бейделлита и смешанослойных об-

разований указывают на преобразование по схеме: вулканическое стекло — бейделлит — смешанослойные образования с чередованием бейделлитовых и монтмориллонитовых межслоевых промежутков — монтмориллонит. Аналогичная схема преобразования вулканического стекла отмечена также в плиоценовых пеплах Прибалхашья (Юревич, Соколова, 1965), туфогенных породах миоцена Западной Камчатки (Ратеев и др., 1967) и верхнемеловых бентонитах диагенетического происхождения Предмалокавказского прогиба (Ализаде, Хеиров, 1974).

Таким образом, Дашсалахлинское месторождение бентонитов в основном гидротермальное. Бентонитизация и другие минеральные новообразования происходили, как правило, в поствулканическую стадию за счет изменения водопроницаемых витрокластических туфов, не испытавших уплотнения. Не исключено частичное влияние гальмиролиза пеплового материала. Об этом свидетельствуют наблюдаемые на отдельных участках горизонтальная слоистость, гранулометрическая и гравитационная сортировка вулканического материала, наличие в кровле и подошве известкового материала, а иногда прослоев известняка, и благоприятные в бассейне щелочные условия для преобразования пеплового материала в монтмориллонит.

На гидротермальное происхождение Дашсалахлинского месторождения с некоторым влиянием морского диагенеза, а также на сходство его с соседним месторождением Сарыцюх Армянской ССР указано и в работе М. А. Ратеева и др. (1974).

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н. Петрологические и металлогенические особенности мезозойского вулканизма Малого Кавказа (Азербайджан). Баку, Изд-во АН АзССР, 1965.
- Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, Изд-во АН АзССР, 1947.
- Акаева В. П. Верхнемеловая вулканогенно-известняковая формация северо-восточной части Малого Кавказа.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 3. Ализаде Х. А., Хеиров М. Б. О стадийности монтмориллонитообразования по пепловому
- материалу на примере бентонитовых глин северо-восточной части Малого Кавка-за.—В кн.: Тезисы совещания по физическим методам. М., МГ СССР, 1974. Дзоценидзе Г. С., Хворова И. В. Хемогенное вулканогенно-осадочное породообразова-ние.—В сб.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М., «Наука», 1974.

Коссовская А. Г., Дриц В. А., Соколова Т. Н. О специфике формирования глинистых минералов в разных фациально-климатических обстановках. В кн.: Эпигенез и

его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971. Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. Гидротермальная аргиллизация верхне-Сантонских вулканогенных пород и ее роль в формировании бентонитов Сарыгюх (АрмССР).— Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 12. Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. О генезисе бентонитов Дашсалахлы АзССР.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1974, т. XIX (5). Ратеев М. А., Хеиров М. Б., Шантар А. Н. Преобразования вулканических пеплов в за-

висимости от физико-химических особенностей среды диагенеза на примере морских отложений миоцена Западной Камчатки. Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 6.

ОС. Сендов А. Г., Ализаде Х. А. Геолого-минералогическая характеристика бентонитовых глин Дашсалахлинского месторождения (Азербайджан).— В сб.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М., «Недра», 1972. Юревич А. П., Соколова А. Л. Формирование минералов тонких фракций верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалхашского района юго-западной Туркмении.— Ли-

тол. и полезн. ископ., 1965, № 6.

Институт геологии, АзНИИПИнефть Баку

Дата поступления 15.VIII.1974

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 1, 1976 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.4:546.791:551.451.8

К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ УРАНА В АРИДНЫХ РАЙОНАХ

А. В. КОЧЕНОВ, А. А. ЧЕРНИКОВ

В поисково-разведочной практике важнейшим вопросом является установление природы близповерхностных концентраций металлов. Одни из них формируются за счет разрушения первичных рудных скоплений — вторичные ореолы рассеяния, другие могут образоваться из фоновых, близкларковых содержаний металла в породах вне связи с оруденением. Последние вслед за А. Н. Еремеевым (Еремеев и др., 1963) мы будем называть вторичными аккумуляциями. Их примером являются, в частности, широко распространенные концентрации урана в озерно-болотных отложениях (Коченов и др., 1965). К вторичным аккумуляциям часто относят эвапорационные образования аридных областей, обусловленные испарительными процессами (Ковалев, 1962). Опыт изучения аномалий урана одного из типичных аридных районов СССР позволяет высказать некоторые соображения относительно их происхождения.

В геологическом отношении описываемый район представляет собой сложно построенный антиклинорий, являющийся частью каледонского складчатого пояса. Коренными породами служат континентальные вулканогенно-осадочные образования девона, сопровождавшиеся субвулканическим и интрузивным магматизмом.

С этими образованиями связана основная масса рудопроявлений района; подавляющая их часть относится к молибден-урановой формации, характеризующейся определенным набором минералов (настуран, молибденит, фемолит, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит) и изменениями вмещающих пород — окварцевание, гематитизация, серицитизация (Власов и др., 1966).

Основными рудоконтролирующими структурами района являются палеозойские глубинные разломы и узлы их пересечений. История формирования зоны гипергенеза в общих чертах представляется следующим образом.

Основной эрозионный срез палеозойских образований произошел до верхнего триаса. С верхнего триаса до нашей эры на пенеплене в условиях жаркого влажного климата формируется площадная кора выветривания. Сходные условия сохраняются вплоть до среднего олигоцена. Со среднего олигоцена до настоящего времени район испытывает дифференцированные, преимущественно восходящие движения, в результате которых площадная кора выветривания на большей части территории была уничтожена эрозией. После кратковременного похолодания в ледниковую эпоху климат становится аридным, каким и сохраняется до настоящего времени. Сумма осадков сейчас составляет 100— 200 *мм/год*.

Сложность и длительность процессов формирования зоны гипергенеза отразилась на характере распределения легкоподвижных элементов, в том числе урана. Ввиду того что район в течение мезозоя-кайнозоя являлся приподнятой водораздельной областью, в приповерхностных частях рудопроявлений направляющим был процесс окисления и выщелачивания легкоподвижных элементов, в том числе урана. Только после среднего антропогена начинают проявляться эвапорационные процессы.

В геоморфологическом отношении район представляет собой пенепленизированную равнину, слабо расчлененную на эрозионно-тектонические блоки. В ландшафте преобладает мелкосопочник, образованный на месте разрушения горных сооружений. Значительную площадь занимают аккумулятивные формы рельефа: межсопочные впадины, солончаки и такыры.

Рыхлые покровные образования типичны для ландшафта низкогорных пустынь (Перельман, 1961). Они представлены преимущественно маломощной щебенистой корой выветривания, развитой на кристаллических породах девона и перекрытой щебенистыми палевыми карбонатными суглинками и супесями. Мощность их во впадинах 0,5—1 *м*, а на водоразделах до 10—20 *см*.

Грунтовые воды в районе главным образом трещинно-грунтовые. Уровень их изменяется от 20—30 м на водоразделах от 0,5 м в межсопочных впадинах. В связи с этим поверхность последних обычно покрыта «выпотами» легкорастворимых солей — сульфатов и хлоридов. Амплитуда сезонных колебаний уровня грунтовых вод достигает нескольких метров.

В настоящей статье мы рассматриваем близповерхностные аномалии, характеризующиеся локальной, контрастной концентрацией урана, часто сопровождающейся вторичной урановой минерализацией. В плане они обычно удлиненной формы, вытянутой вдоль тектонических нарушений. Подавляющая масса аномалий урана тяготеет к зонам палеозойских тектонических нарушений и оперяющим их разломам, контактам с дайками, экзоконтактам гранитных массивов, т. е. основным структурам, контролирующим гидротермальное оруденение. Примечательно, что молодые тектонические нарушения, не совпадающие с древними разломами, не сопровождаются аномалиями.

Статистический анализ показывает весьма равномерное распределение аномалий относительно элементов рельефа. Из общего количества (несколько сотен) учтенных аномалий одного из участков расположено на вершинах сопок 36%, на склонах — 32, на равнинах — 15, во впадинах — 16% аномалий.

В поисковой практике оценка аномалий обычно проводится по таким признакам: геолого-структурная позиция участка, характер изменений вмещающих пород, содержание сопутствующих элементов, геохимические особенности, параметры аномалии. При наличии всех положительных признаков аномалия относится к гидротермальной. Особые затруднения вызывает интерпретация аномалий, на которых эти признаки проявлены слабо или частично. На них мы и остановимся ниже. Среди многочисленных разновидностей аномалий можно выделить несколько наиболее распространенных, охарактеризованных следующими примерами.

Аномалии в коренных породах и щебенистой коре выветривания (фиг. 1). Аномальный участок располагается в экзоконтакте гранитного массива, на плоской вершине сопки. Здесь обнажаются коренные породы (фельзит-порфиры и дациты), почти не измененные процессами выветривания. Кора выветривания представлена лишь зоной дезинтеграции коренных пород мощностью около 0,5 м. На участке прослеживаются тектонический разлом и серия оперяющих его зон трещиноватости. Зоны трещиноватости гидротермально изменены, что выражено в гематитизации, окварцевании и карбонатизации.

К этим зонам и приурочены максимальные концентрации урана, из других элементов — аномальные содержания Мо, Pb, Ba, ореолы которых довольно четко совпадают с ореолами урана. Во всех пробах гидротермально проработанных пород отмечаются аномально высокие содержания Pb₂₀₈.



Повышенная ураноносность связана с гидроокислами железа, окислами марганца. В небольших количествах изредка встречаются вторичные минералы уранила: шрекингерит, фосфуранилит, карнотит, уранофан.

Аномалии подобного типа — поверхностные проявления убогой эндогенной молибден-урановой минерализации, приуроченной к зонам дробления. Первичная урановая минерализация точечно-гнездового характера не выдержана по простиранию и на глубину и представлена настураном.

Аномалии в линейных корах выветривания. Аномалия расположена в межсопочной впадине. Коренными породами являются фельзит-порфиры. Участок разбит системой разломов, вдоль которых отмечаются гидротермальные изменения пород, аналогичные описанным в предыдущем случае. К зонам разломов приурочены линейные коры выветривания, сложенные агрегатом глинистых минералов (главным образом каолинита), мелкокристаллического гипса, гидроокислов железа и легкорастворимых солей. Распределение урана и сопутствующих элементов вкрест простирания зоны дробления показано на фиг. 2. Максимальные концентрации урана, а также Pb, Mo, As, Ba сосредоточены в бортах зоны разлома, в трещиноватых, слабовыветрелых породах. В стороны от зоны разлома, при переходе в гидротермально неизменные породы, содержания урана и других микроэлементов уменьшаются до фоновых значений.

Глинистая кора выветривания в центральной части зоны резко обеднена всеми перечисленными элементами. Процессы инсоляции, проявившиеся здесь максимально, не сопровождались аккумуляцией урана.
Аномалии, смещенные относительно первичного источника. Пример такой аномалии показан на фиг. З. Эффузивные породы данного участка — фельзит-порфиры — прорваны дайками диоритовых порфиритов и разбиты системой разломов. Вдоль зон разломов наблюдаются интенсивные гидротермальные изменения и линейные коры выветривания, описанные выше. Коренные породы перекрыты маломощным чехлом щебенистой коры выветривания и покровных суглинков.



Фиг. 3. Аномалия, смещенная относительно первичного оруденения Условные обозначения см. на фиг. 1 В изолиниях показана γ-активность в условных единицах

Наиболее интенсивная концентрация урана приурочена к северо-восточной части аномалии, расположенной в центральной, погруженной части сая. Вследствие неглубокого залегания уровня грунтовых вод (до 1,5 м) поверхность сая здесь покрыта «выпотами» водно-растворимых солей и представляет собой солончак. В верхних частях щебенистой коры выветривания, непосредственно под покровными суглинками, встречены богатые скопления шрекингерита. На глубине, в коренных породах, концентрация урана резко уменьшается до фона $(n \cdot 10^{-4} \%)$. Аномально повышенных концентраций элементов-спутников в этом месте не встречено. По этим признакам аномалия легко может быть принята за чисто эвапорационное образование. Однако, прослеживая аномалию в северо-западном направлении (вверх по саю), мы наблюдаем ряд существенных изменений ее характера.

Количество вторичных минералов урана в коре выветривания в этом направлении уменьшается; напротив, возрастают содержания элементов-спутников: Pb, Mo, As, отмечаются V и Y. В отличие от северо-восточной части содержание урана с глубиной возрастает от щебенистой



Фиг. 4. Характер распределения U, Mo, Pb в зоне гипергенеза кислых эффузивов (безрудный участок) Условные обозначения см. на фиг. 1

коры выветривания к коренным породам. В пробах, отобранных в коренных породах, зафиксированы аномальные содержания радиогенного свинца (Pb₂₀₆ 29%). В скважинах на различных глубинах — от нескольких десятков до 200 *м* — встречены зоны гидротермально измененных пород с повышенной ураноносностью.

По совокупности всех признаков аномалию можно рассматривать как мелкомасштабное гидротермальное проявление, а шрекингеритовые скопления в ее северо-восточной части — как вторичный ореол рассеяния, смещенный относительно коренного оруденения вниз по уклону сая.

Рассмотренные типы аномалий в той или иной мере связаны с первичным (по-видимому, гидротермальным) обогащением пород ураном, т. е. носят ореольный характер. От первого к последнему типу связь приповерхностной концентрации урана с первичным источником все более нарушается, вплоть до почти полной ее потери. Тем не менее даже в последнем случае аномалия должна быть отнесена к вторичным ореолам рассеяния.

Возможность образования аномалий урана, не связанных с первичными концентрациями, изучалась нами в различных ландшафтных условиях района путем построения геохимических разрезов по корам выветривания и покровным отложениям на площадях с фоновыми содержаниями урана в коренных породах. Всего было составлено около 100 таких разрезов, один из них приведен на фиг. 4.

Основные результаты этих исследований сводятся к следующему. Во всех случаях покровные суглинки характеризуются низкими (2—4. ·10-'%) содержаниями урана. К нижним частям разреза содержание урана возрастает, достигая максимума в щебенистой коре выветривания, где оно в 2—3 раза превышает содержание в коренных (скальных) породах. Аномальных содержаний других микроэлементов не встречечо. Количества молибдена и свинца возрастают, так же как урана, сверху вниз, однако с ураном не коррелируются. Не отмечается существенных различий в характере распределения урана в различных элементах ландшафта — водоразделах, склонах, впадинах. В понижениях рельефа с наиболее близким к поверхности уровнем грунтовых вод, где соленакопление проявлено максимально, содержание урана в разрезе рыхлых отложений сохраняется на том же уровне, что и на водоразделах.

Глинистые коры выветривания площадного типа в районе имеют реликтовый характер. Их мощность редко более 2—3 м. Они бурые за счет гидроокислов железа.

В верхних частях кор выветривания содержание урана обычно не более $5 \cdot 10^{-4}$ %; книзу оно постепенно увеличивается, достигая максимума (1— $2 \cdot 10^{-3}$ %) в зоне дезинтеграции. Более высоких концентраций на безрудных площадях не встречено.

Происхождение наиболее характерных для аридных условий аномалий обычно связывается с процессами соленакопления в солончаках и засолоненных почвах.

Теоретические представления о генезисе так называемых эвапорационных аккумуляций приводятся в работе Л. С. Евсеевой и А. И. Перельмана (1962) и сводятся к следующему. Если грунтовые воды залегают на глубине около 2—3 м, происходит интенсивное капиллярное подсасывание их и испарение, которое сопровождается последовательным выпадением из раствора солей. Уран при этом осаждается, наиболее вероятно, в форме шрекингерита, карбонатов и силикатов уранила. Предполагается генетическая связь урановых минералов с гипсом, а также другими легкорастворимыми соединениями. В связи с этим представлялось интересным детально изучить распределение урана в разрезе рыхлых отложений солончаков района.

Все изучавшиеся солончаки однотипны. Они располагаются в бессточных впадинах, водно-минеральное питание осуществляется за счет грунтово-трещинных вод, поступающих из окружающих массивов эффузивных пород. Фоновые содержания урана в питающих водах составляют $1-2 \cdot 10^{-5} \ c/n$ при общей минерализации $0,8-1,5 \ c/n$. Среднее содержание урана на сухой остаток $1 \cdot 10^{-3}$ %. При неглубоком положении уровня грунтовых вод в солончаках ($1,5-2 \ m$, а весной и выше) процессы упаривания увеличивают концентрацию солей до $100-200 \ c/n$. Состав рассолов сульфатно-хлоридный-магниево-натровый. Содержание урана в них достигает весьма высоких величин — от $n \cdot 10^{-4}$ до $1-2 \cdot 10^{-3} \ c/n$, а в пересчете на сухой остаток — около $8 \cdot 10^{-4}$ %.

Солончаки сложены рыхлыми наносами мощностью от нескольких десятков сантиметров до 1,5—3 м. Верхняя часть разреза представлена серыми супесями, которые книзу сменяются суглинками. На глубине около 1 м в одном из крупных солончаков встречено интенсивное огипсование. Поверхность солончаков покрыта коркой легкорастворимых солей. Все солончаки относятся к окислительному типу.

В разрезах рыхлых отложений солончаков уран распространяется более или менее равномерно в пределах $n \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3}$ % (фиг. 5). Эти содержания соответствуют обычным соотношениям урана между водной фазой и тонкозернистыми донными осадками для слабощелочных, окислительных условий (Коченов, Расулова, 1971).

Аномально высоких концентраций урана и его вторичных минералов ни в одном из горизонтов, в том числе огипсованных, не встречено.

Интересные данные по солончакам другого района приводят С. Г. Батулин, В. Д. Сидельникова (1970). Вслед за А. И. Перельманом они выделяют два типа солончаков, из которых благоприятными для накопления урана являются солончаки с восстановительной средой осадков, обусловленной обилием гниющего растительного материала. Однако и в этих условиях содержание урана в сероводородных илах достигает всего 8.10-4%. Заметим, что подобные и даже значительно более высокие концентрации урана широко распространены во всех типах современных осадков, обогащенных органическим веществом, в любых климатических зонах, в различных водных бассейнах, в том числе морских, и отнюдь не являются специфичными только для аридных условий (Коченов, Расулова, 1971).



Фиг. 5. Геохимический профиль через солончак 1 — коренные породы (фельзит-порфир); 2 — песчано-щебенистые отложения (делювий); 3 — суглинки; 4 — мелкозернистые пески и супеси, карбонатные; 5 — легкорастворимые соли (хлориды, сульфиды); 6 — гипс — крупные кристаллы; 7, 8 — распределение соответственно Мо и U в разрезе

Отсутствие заметных аккумуляций урана в сероводородных илах, описанных С. Г. Батулиным, по-видимому, связано со слабой гидродинамической активностью грунтовых вод. На примере ураноносных торфяников было показано, что этот фактор имеет решающее значение (Коченов и др., 1965). В солончаках, изученных нами, при исключительно высокой концентрации урана в рассолах отсутствуют условия для его осаждения. Выпадению урана из раствора в форме шрекингерита препятствует высокая растворимость этого минерала, которая на два порядка превышает содержание урана в рассолах. (Как показывают наши экспериментальные данные, растворимость шрекингерита в природной и дистиллированной водах при рН 7,8-8,2 находится в пределах 0,12—0,16 г/л урана.) При испарительной концентрации уран остается до последнего момента в рассолах и после осаждения солей рассеивается в них, не образуя самостоятельных минеральных форм. Повидимому, выпадение урана в виде минералов уранила возможно только при условии аномально высоких исходных концентраций его в растворах, что имеет место в ореолах первичного оруденения и ураноносных пород.

Известно, что помимо химического осаждения в накоплении урана важная роль принадлежит сорбции. С этим процессом нередко связывают концентрации урана в глинистых корах выветривания (Васильева, 1973). Нельзя, однако, не отметить, что описанные В. М. Васильевой аномалии весьма локальны и сопровождаются большим набором элементов-спутников: Pb, V, Se, Mo, Zn и др., что вызывает сомнение в их «коровом» происхождении.

Сорбционный механизм образования урановых аномалий в аридных условиях рассмотрен С. Г. Батулиным (1973), который считает, что уран мигрирует диффузионным путем и концентрируется на слабокислом сорбционном геохимическом барьере в верхних, засоленных горизонтах глинистых кор выветривания. Содержания его при этом достигают 1-3·10-3%. К сожалению, С. Г. Батулин не приводит данных о концентрациях урана в коренных породах участка; судя по описанию, в них присутствует и эндогенная минерализация урана. Не вполне убедительно показан и «кислотный барьер», так как в приведенном разрезе (фиг. 1) максимумы урана совпадают с повышенной карбонатностью покровных отложений.

Применимость подобного механизма к описываемым нами аномалиям сильно ограничена, поскольку в поверхностных водах района, а также водных суспензиях пород господствуют щелочные условия (рН 8,2–-8,5). Щелочность возрастает одновременно с увеличением общей минерализации и содержания урана, что в значительной мере препятствует его сорбции.

В корах выветривания высокой сорбционной способностью в отношении урана обладают гидроокислы железа. Действительно, концентрации урана в них почти всегда выше общего содержания урана в валовой пробе и достигают $n \cdot 10^{-2}$ %. Однако это относится только к зонам выветривания на гидротермально проработанных породах. Возможность накопления подобных концентраций урана на гидроокислах железа из фоновых вод представляется сомнительной. Высокорадиоактивные гидроокислы железа могут образовываться лишь при наличии аномально высоких концентраций урана в водах в условиях сернокислой среды, характерной для зоны окисления сульфидных руд (Грицаенко и др., 1959; Шарков, Яковлева, 1971). Урансодержащие гидроокислы железа рассматриваются как один из признаков первичного уранового оруденения, с чем можно полностью согласиться.

Общие черты распределения урана в зоне гипергенеза изученногосвидетельствуют об отсутствии аккумуляций, обусловленных района только климатическими и ландшафтными факторами и образовавшихся за счет фоновых, близкларковых содержаний урана в коренных породах. Отмеченные невысокие концентрации урана в щебенистом горизонте кор выветривания кислых эффузивов и гранитов, а также солончаках имеют площадное распространение и в практике не фиксируются как аномалии. Видимо, процессы солеобразования в рассматриваемом районе сами по себе (в отсутствие органического вещества в осадках) недостаточны для накопления урана из близкларковых его содержаний в коренных породах. В то же время аридные условия безусловно благоприятны для образования и сохранения аккумулятивных форм ореолов рассеяния, подчеркивая и проявляя на поверхности самые мелкие и убогие первичные концентрации урана.

Разумеется, результаты изучения одного района недопустимо экстраполировать на все многообразие геолого-геоморфологических условий аридной зоны. Однако приведенные данные показывают, с какой осторожностью следует подходить к интерпретации аномалий урана в аридных районах, обязательно учитывая при этом особенности геологического строения аномального участка и ураноносность коренных пород. Необходимо подчеркнуть, что в геологической литературе пока нет убедительных фактов образования контрастных эвапорационных концентраций урана в рыхлых образованиях при отсутствии аномальных содержаний этого элемента в коренных породах.

ЛИТЕРАТУРА

- Батулин С. Г., Сидельникова В. Д. Некоторые вопросы геохимии молибдена и урана в водах и современных отложениях пустынь. — В сб.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. М., «Наука», 1970.
- мии рудных месторождений. М., «Наука», 1970. Батулин С. Г. Условия образования урановых аномалий в аридных областях по данным изучения поровых растворов.— В сб.: Очерки геохимии отдельных элементов. М., «Наука», 1973.
- Васильева В. М. Вторичные ореолы рассеяния урана и его безрудные геохимические аномалии в древней коре выветривания.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6. Власов Б. Е., Воловикова И. М., Гладышев Г. Д., Каждан А. Б., Лаверов Н. П.,
- Власов Б. Е., Воловикова И. М., Гладышев Г. Д., Каждан А. Б., Лаверов Н. П., Мельников И. В., Тананаева Г. А. Геология месторождений уран-молибденовой: рудной формации. М., Атомиздат, 1966.

- Грицаенко Г. С., Белова Л. Н., Гецева Р. В., Савельева К. Т. Минералогические тилы зон окисления гидротермальных урановых и сульфидно-урановых месторождений СССР.— В кн.: Труды II международной конференции по мирному использованию атомной энергии, т. 3. М., Атомиздат, 1959. Евсеева Л. С., Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Атомиздат,
- 1962.
- Еремеев А. Н., Евдохин А. Г., Петров В. А., Шашкова Е. А. Опыт классификации и оценки глубинных радиоактивных аномалий. — В кн.: Глубинные поиски рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Ковалев А. А. Эвапорационные рудопроявления урана в аридных районах. Вестн.
- АН КазССР, 1962, № 3 (204). Коченов А. В., Зиновьев В. В., Ковалева С. А. Некоторые особенности процесса накопления урана в торфяниках.— Геохимия, 1965, № 1. Коченов А. В., Расулова С. Д. Факторы, контролирующие распределение урана
- между водной фазой и твердыми осадками.— В кн.: Поиски урановых месторож-дений в горной тайге. М., Атомиздат, 1971. Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., Географгиз, 1961. Шарков Ю. В., Яковлева М. Н. К вопросу о происхождении повышенной радиоактив-

ности гидроокислов железа в коре выветривания. В кн.: Поиски урановых месторождений в условиях горной тайги. М., Атомиздат, 1971.

> Дата поступления 15.V.1974

УДК 550.93: 549.623.5(470.5)

МАТЕРИАЛЫ ПО ИЗОТОПНОМУ ВОЗРАСТУ И МИНЕРАЛОГИИ ГЛАУКОНИТА ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА (РАЙОН г. МИНЬЯРА)

Т. А. ИВАНОВСКАЯ, С. Б. СМЕЛОВ

Глауконит, как известно, широко используется для определения изотопного возраста осадочных толщ. Обычно получают хорошо сходимые результаты (Гаррис, 1964; Гаррис и др., 1964; Полевая и др., 1960, 2; Полевая, Казаков, 1961), но иногда наблюдаются неожиданно преуменьшенные или преувеличенные значения. Такое несоответствие цифр геологической обстановке может быть связано с гетерогенным характером минерала. Он наследуется от седиментационной стадии образования, обусловлен присутствием различных терригенных компонентов в глобулях или, наконец, зависит от различных изменений минерала в результате постседиментационных процессов. С подобными явлениями мы столкнулись при анализе образцов глауконита из стратотипического разреза верхнерифейских отложений бассейна р. Сим окрестностей г. Миньяра, который детально изучался А. И. Олли (1948), Ю. Р. Беккером (1961) и М. Е. Раабен (1975). Мы попытались выяснить причины разных значений полученных радиологических данных.

Объектом исследования служили глаукониты из двух стратиграфических горизонтов: верхов инзерской свиты (образцы 555, 558) и нижней части бьянской подсвиты миньярской свиты (образцы 560—563). Образцы инзерской свиты были отобраны по простиранию через 1 м друг от друга, в нескольких метрах от кровли этой свиты, на правом берегу ручья Малоюз. Это песчанистые алевролиты, олигомиктовые, с конформно-регенерационной, местами микростиллолитовой структурами и тонкослоистой текстурой. Слоистость горизонтальная, иногда нечетко выраженная, ширина слойков колеблется от долей до первых миллиметров. Главные породообразующие минералы представлены кварцем и глауконитом (10-15%). В качестве примесей присутствуют полевые шпаты (1-2%), мусковит (около 1%) и гематит (1-2%). Акцессорные минералы — циркон, апатит, турмалин. Цементация породы

осуществляется благодаря регенерации и конформации кварцевых зерен, а также за счет образования разнообразного по составу пленочного (железистого, гидрослюдистого, хлоритового) и реже порового (карбонатного) цемента.

Образцы глауконита из миньярской свиты отбирали из терригенной пачки нижней части бьянской подсвиты видимой мощностью около 35 *м* по простиранию этой пачки: к северу от разъезда Бьянка, на правом берегу р. Сим, через 1 *м* друг от друга (образцы 560, 561), в 3 *км* северо-западнее, на левом берегу р. Миньяр (обр. 562), а также в 6 *км* — на северо-западной окраине г. Миньяра, по ул. Козлова (обр. 563). Это крупно-среднезернистые, олигомиктовые алевролиты. Текстуры и структуры их подобны инзерским. В минеральном составе также главную роль играют кварц и глауконит (8—12%), но возрастает количество мусковита (2—3%) и появляется измененный биотит, содержание которого колеблется от 1—2% (обр. 563) и 7—8% (обр. 561) до 10— 15% (образцы 560, 562). В небольшом количестве присутствуют полевые шпаты (1—2%), минералы группы анатаза и брукита (около 1%) и гематит (1—2%). В цементе наряду с регенерационным кварцем большую роль играет поровый карбонат. Пленочный цемент редок.

Методика исследования глауконита носила обычный характер. Породу дробили до размера зерен глауконита, просеивали и отмывали от пелитовых частиц. Просушивание вели при $t = 50 - 70^{\circ}$ С. Сепарацию осуществляли на электромагнитах: типа СЭМ-1, системы Окунева и изодинамическом магнитном сепараторе СИМ-1. Детальные минералогические исследования проводили для разновидности глобулярного глауконита, окрашенной в ярко-зеленый цвет, с размерами зерен 0,1— 0,063 мм, и измененного биотита с такими же размерами зерен (образцы 560, 561).

Для глобулярного глауконита были определены некоторые оптические константы. Химический состав, дифрактометрические, термические, электронографические характеристики были получены в соответствующих лабораториях ГИН АН СССР. Измененный биотит изучали оптически, дифрактометрически и геохимически. Измерение изотопного возраста проводили в Лаборатории абсолютного возраста и геохимии изотопов ГИН АН СССР методом изотопного разбавления на установке для выделения и очистки аргона и масс-спектрометре ГД-150. Воспроизводимость метода около 3%.

Минералогическая характеристика глауконита. Глауконит инзерской свиты встречается в форме неправильных, округлых и почковидных зерен с бледной или более яркой зеленой окраской, при этом светлые тона наиболее характерны для обр. 555. Текстура глауконитовых зерен массивная (гомогенная), а когда по краям наблюдается ожелезнение — зонально-массивная. Микроструктура агрегатно-тонкозернистая, а там, где глобули сильно сдавлены окружающими терригенными частицами, — пластинчато-спайная. Показатели преломления глауконита (образцы 555, 558), измеренные на зернах с более яркой зеленой окраской, очень близки между собой и в среднем равны: $n_g - 1,588$, $n_p - 1,571$, $n_s - n_p = 0,017$.

Результаты химических анализов (табл. 1) показали, что исследуемые образцы по соотношению Al и Fe³⁺ относятся к алюминиевой разновидности. Некоторое различие химических составов наблюдается в содержании Fe и Al; так, обр. 558 более железистый и менее алюминиевый.

Данные электронографии позволили отнести исследуемые минералы к группе однослойных слюд типа 1 M. Дифракционные картины выявили присутствие небольшого количества разбухающих слоев: в обр. 555 базальный рефлекс с d = 10,4 Å уменьшается при насыщении образца глицерином до 10,18 Å, в обр. 558 — соответственно с 10,23 до 10 Å.

							Ταδ.	лица	1
Химический	состав	глауконита	верхнего	рифея	по	свитам и	образцам.	%	

0	Инзе	рская	Миньярская				
Окисел	555	558	560	561	562	563	
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ FeO MnO CaO MgO Na ₂ O K ₂ O H ₂ O+ H ₂ O+ H ₂ O+ H ₂ O- CO ₂ C P ₂ O ₅ Сумма Свободный кварц Аналитик К. А. Степанова	47,92 0,20 22,98 7,37 2,38 0,01 0,29 2,79 0,10 8,64 5,61 1,17 0,58 Het 0,08 100,12	$\begin{array}{c} 50,19\\ 0,10\\ 20,12\\ 9,52\\ 2,83\\ 0,03\\ 0,33\\ 2,52\\ 0,06\\ 8,39\\ 3,57\\ 1,66\\ 0,19\\ 0,03\\ 0,13\\ 99,61\\ 0,36\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 48,38\\0,09\\20,54\\9,02\\2,19\\0,06\\0,84\\2,35\\0,06\\8,01\\5,79\\2,23\\0,29\\0,07\\0,03\\99,95\end{array}$	$\begin{array}{c} 49,57\\ 0,09\\ 21,25\\ 8,83\\ 1,30\\ 0,04\\ 0,61\\ 2,49\\ 0,06\\ 7,82\\ 5,20\\ 2,36\\ 0,43\\ 0,10\\ 0,03\\ 100,48\\ \end{array}$	$51, 67 \\ 0, 14 \\ 21, 14 \\ 7, 12 \\ 1, 79 \\ 0, 04 \\ 0, 74 \\ 2, 23 \\ 0, 06 \\ 7, 44 \\ 5, 39 \\ 1, 95 \\ 0, 23 \\ 0, 11 \\ 0, 12 \\ 100, 48 \\ 0$	49,59 0,12 20,93 9,87 1,28 0,04 0,35 2,36 0,06 7,63 5,41 2,80 Her »—» 0,05 100,49 1,95	

Для обр. 558 кислородным методом расчета по зарядам была получена усредненная кристаллохимическая формула $K_{0,73}Ca_{0,02}Na_{0,008}$. · $(Al_{1,09}Fe^{3+}_{0,49}Mg_{0,26}Fe^{2+}_{0,16})_2 (Si_{3,45}Al_{0,55})_4O_{10}(OH)_2.$

При нагревании образцов получились сходные кривые с тремя эндотермическими эффектами: 130; 620; 970° С.

Таким образом, исследуемые образцы глауконита из инзерской свиты относятся к алюминиевой разновидности, имеют совершенную структуру типа 1 *M*, одинаково ведут себя при нагревании, но несколько отличны друг от друга по степени совершенства структуры и железистости.

Глауконит миньярской свиты по характеру окраски, форме зерен, текстуре и микроструктуре подобен инзерскому. Здесь более густыми тонами обладает обр. 563, в то время как остальные светлее, иногда с желтоватыми оттенками. Показатели преломления образцов в среднем равны: $n_g - 1,586$, $n_p - 1,567$, $n_g - n_p = 0,019$.

Измененный биотит из образцов этой свиты буровато-зеленый, пластинчатый, с совершенной спайностью и прямым погасанием. Показатели преломления в среднем равны: $n_s - 1,591$, $n_p - 1,568$, $n_g - n_p = = 0,023$.

Исследуемые образцы глобулярного глауконита, как и инзерские, относятся к алюминиевой разновидности и отличаются друг от друга главным образом содержанием окисного Fe, количество которого колеблется от 9,87 (обр. 563) до 7,12% (обр. 562).

При термических и электронографических исследованиях получились те же результаты, что и для образцов инзерской свиты.

Дифракционные картины глобулярного глауконита (фигура) показали, что наиболее совершенную структуру, с наименьшим количеством разбухающих монтмориллонитовых слоев, имеет обр. 563. Остальные образцы представляют собой в большей или меньшей степени смешанослойные образования. Для обр. 563 была рассчитана кристаллохимическая формула: K_{0,69}Ca_{0,03}Na_{0,008} (Al_{1,23}Fe³⁺0,48</sub>Mg0,25Fe²⁺0,07) 2,03 (Si_{3,34}Al_{0,56}) (• •O₁₀ (OH) 2.

Дифракционные картины, полученные от неориентированных препаратов зеленовато-бурой слюды (образцы 560, 561), свидетельствуют о ее принадлежности к хлоритизированному биотиту, так как наряду с рефлексами, свойственными этому минералу, присутствуют базальные отражения с d = 13,79; 7,05; 3,52 Å.

Результаты изотопных измерений

Свита	Номер образца	K, %	Аг ⁴⁰ , нмм/г	<i>Т</i> , млн. лет	
Инзерская (верхняя часть)	555 558	7,15	$0,239\pm0,007$ $0,246\pm0,007$	723 ± 21 778 ± 23	
	560 560	6,56 6,39	$0,165\pm0,005$ $0,234\pm0,007$	570±17* 778±23	
Миньярская (низы	561	6,31	$0,232\pm0,006$	781 ± 21	
оьянской подсвиты)	561 562	$6,24 \\ 6,27$	$0,273\pm0,009$ $0,240\pm0,007$	$875\pm26^{+}$ 801 ± 24	
	563	6.65	0.216 ± 0.006	706 ± 21	

К определяли в Химической лаборатории ГИН АН СССР, аналитик Н. Н. Шатская. Расчет возраста произведен по формуле: $T = 4360 \lg (13.89 \frac{[Ar^{40} pad] нмм^3/2}{K, \%} + 1)$ при $\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $\lambda_{K} = 0,557 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $K^{40} = 1,22 \cdot 10^{-4}$ К (по весу).

* Примесь измененного биотита (7%).

Радиологические данные по глаукониту инзерской и миньярской свит (табл. 2) показали, что изотопные возрасты образцов инзерской свиты отличаются друг от друга на 7%. Для глауконита миньярской свиты получился разброс цифр. Чтобы выяснить возможную причину



Дифрактограммы ориентированных образцов глауконита низов бьянской подсвиты миньярской свиты образец: *а* — в естественном состоянии, *б* — насыщенный глицерином различия изотопных данных, относящихся к минералу, отобранному из одного стратиграфического уровня, были проведены дополнительные измерения изотопного возраста глобулярного глауконита с механической примесью (около 7%) хлоритизированного биотита (образцы 560, 561).

Обсуждение полученных результатов. По глаукониту инзерской свиты был ранее получен ряд определений изотопного возраста (Гаррис и др., 1964). Среди этих цифр, сведенных в каталоге ВСЕГЕИ (876; 890; 910; 910 млн. лет), похарактеризует следняя нижнюю часть свиты в исследуемом районе. Полученные недавно цифры по двум образцам глауконита, отобранным из близких к г. Миньяру районов, характерны также для низов свиты (Кац и др., 1974). Их изотопный возраст колебался в зависимости от плотности глауконитовых глобуль от 720-730 до 780-790 млн. лет, уменьшаясь в более легких глобулях и увеличиваясь в более тяжелых. Такое последовательное омоложение глауконитовых глобуль с

уменьшением плотности, а также заниженные на 10—20% цифры для самых тяжелых глобуль авторы связывают с привносом в минерал «свежих» катионов К в процессе перекристаллизации глауконита в глубинном эпигенезе.

В результате наших измерений выяснилось, что по сравнению с датировками из каталога исследуемые образцы инзерской свиты моложе в среднем на 17,5%. Но поскольку они взяты из верхов разреза, а граница инзерской и миньярской свит условно датируется 800 млн. лет (Гаррис, 1964), изогопный возраст обр. 558, несмотря на постседиментационные преобразования в глубинном эпигенезе, близок к общепринятому, тогда как для обр. 555 он несколько омоложен. Это омоложение явилось, по-видимому, результатом постседиментационных изменений образца, которые привели к некоторому «сбросу» окисного Fe в его составе (табл. 1).

Из полученных ранее датировок по глаукониту терригенной пачки бьянской подсвиты миньярской свиты — 667; 685; 722; 731; 733 млн. лет (Гаррис и др., 1964), среднее значение которых 707,6 млн. лет, нет ни одной по исследуемому району.

При измерении изотопного возраста глауконита из этой пачки (табл. 2) выяснилась следующая картина. Если для обр. 563 получился возраст, близкий к среднему (по более ранним датировкам), то обр. 560 оказался моложе, а образцы 561, 562 — древнее его на 10%.

Омоложение обр. 560, как и обр. 555 из инзерской свиты, по-видимому, связано с постседиментационными преобразованиями, которые в данном случае привели к потере Ar и некоторому «сбросу» окисного Fe по сравнению с обр. 563, имеющим, кроме того, более совершенную структуру (фигура). Как показали проведенные исследования, добавление в мономинеральную фракцию глауконита хлоритизированного биотита ведет к удревнению его изотопного возраста. Это, по-видимому, объясняется присутствием в биотите унаследованного радиогенного Ar. Таким образом, удревнение (образцы 561, 562) связано с наличием в глобулях глауконита пластинок терригенного хлоритизированного биотита, присутствие которого фиксируется и на дифракционных картинах.

Заключение. Для более достоверного сравнения имеющихся радиологических данных с вновь полученными крайне желательно точно указать стратиграфический уровень отбора проб. Помимо этого необходимо иметь в виду возможное, иногда камуфлированное, присутствие более древних обломочных слоистых силикатов (в частности хлоритизированного биотита), изменяющих соотношение Ar и K, что приводит к завышению изотопного возраста по отношению к геологическому; это и имело место в случае с исследованным глауконитом из миньярской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

- Беккер Ю. Р. Возраст и последовательность напластования отложений верхней части Каратауской серии Южного Урала.—Изв. АН СССР, Сер. геол., 1961, № 9.
- Гаррис М. А. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое (по данным калий-аргонового метода).— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М., «Наука», 1964.
- возраст геологических формаций. М., «Наука», 1964. Гаррис М. А., Казаков Г. А., Келлер Б. М., Полевая Н. И., Семихатов М. А. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд.).— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М., «Наука», 1964.
- раст геологических формаций. М., «Наука», 1964. Кац М. Я., Шутов В. Д., Дриц В. А., Шанин Л. Л., Аракелянц М. М. Факторы, определяющие аномальные значения абсолютного возраста глауконита.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 1.

Олли А. И. Древние отложения западного склона Урала. Изд-во Саратовск. ун-та, 1948.

Полевая Н. И., Казаков Г. А., Мурина Г. А. Глаукониты как индикатор геологического времени.— Геохимия, 1960₁, № 1.

Полевая Н. И., Мурина Г. А., Казаков Г. А. Определение абсолютного возраста осадочных пород по глауконитам. — Сов. геол., 1960₂, № 7.

Полевая Н. И., Казаков Г. А. Возрастное расчленение и корреляция древних немых отложений. — В кн.: Вопросы геохронологии и геологии. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Раабен М. Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. Тр. ГИН АН СССР, М., 1975, вып. 27.

ГИН АН СССР, Москва Дата поступления 11.VI.1975

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ КАМЕННЫХ УГЛЕЙ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЮГОСЛАВИИ РАЗНОГО ВОЗРАСТА

Р. ЦВЕТИЧАНИН

В Югославии имеются области, в которых находятся угольные бассейны и месторождения: складчатая область Карпатско-Балканских гор в Восточной Сербии (бассейны Млавско-Печский, Врышка Чука, Ерма, Ртань, Добра Среча, Подвис, Стара Планина), в складчатой области Динарид (бассейны Истарский — месторождение Раша и Ибарский). Карпатско-Балканский угленосный бассейн имеет возраст С, I₄ и Сг₂. Угольные бассейны Динарид палеоценового и миоценового возраста.

Мощность угленосных отложений всех бассейнов Югославии небольшая — до 300 м, число угольных пластов тоже невелико — 1—10, которые, как правило, залегают в нижней части продуктивных серий, имеют сильно изменчивую мощность и линзовидную форму. Очень часто угольные пласты сильно дислоцированы, что весьма затрудняет поиски, разведку и эксплуатацию.

По степени метаморфизма угли Югославии очень различны: встречаются все типы каменных углей от антрацитов (юрские угли месторождения Врышка Чука) до длиннопламенных переходных к бурым (сенонские угли месторождения Подвис). Большие различия в степени метаморфизма органического материала каменных углей и возрасте сказываются на их вещественно-петрографическом составе.

На основании множества мацеральных и микролитотипных анализов каменных углей можно с уверенностью заключить, что наряду с метаморфическими изменениями большое влияние на структурно-петрографический состав органического материала оказывает и возраст углей. Определение мацералов, как и микролитотипов углей, очень затруднено, так как в третичных каменных углях присутствует в большом количестве гумусовый детрит, что характерно для бурых углей, В более древних углях наличие тумусового детрита почти исключено. Анализ данных, полученных при исследовании каменных углей различных возраста и степени метаморфизма, показал большое сходство петрографического состава углей С и I. Угли Сг₂ и Tr характеризуются большими различиями в вещественно-петрографическом составе.

УГЛИ КАРБОНА И ПЕРМО-КАРБОНА

На территории Югославии основным угольным бассейном пермокарбона является Млавско-Печский, расположенный во внутренней части Карпатско-Балканских гор. Угленосная серия в этом бассейне по характеру флоры относится к верхней части С и низам Р. Мощность серии 200 м, она залегает несогласно на диабаз-филитоидной формации Рг₁. Выше угленосная серия переходит в красные песчаники Р мощностью до 600 м. Нижняя часть продуктивной пермокарбоновой серии сложена брекчиями, конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами, углистыми сланцами и пластами углей. В этой серии залегают два угольных пласта: нижний, изменчивой мощности до 1 м, и верхний, мощностью 0,5—2,5 м. Млавско-Печские угленосные отложения слагают деформированную синклиналь с меридиональным направлением оси.

Степень метаморфизма органической массы различна. В восточной части бассейна уголь сильно метаморфизован, содержит до 15% летучих веществ и относится к марке тощих углей; в западной он менее метаморфизован, содержит 26—28% летучих веществ и отнесен к марке Ж.



Фиг. 1. Витрит с эндокливажом Рановац, отраженный свет, масляная иммерсия, ×250

Уголь обоих пластов характеризуется идентичным петрографическим составом, сложен главным образом витринитовой основной массой (фиг. 1). Включения микрокомпонентов очень редкие и представлены главным образом мелкими обрывками фюзинита и склеротинита. Очень редко встречаются и легко определяются включения кутинита. Результаты количественного анализа показаны в табл. 1.

Таблица 1

	Угольнь	ий пласт		Угольный пласт		
Петрографический состав	верхний	нижний	Петрографический состав	верхний -	нижний	
Витрит Витринертит Кларит	64,2 12,4 12,6	69,5 10,4 12,2	Дурит Фузит Минеральные примеси	2,8 2,0 6,0	1,4 1,5 5,0	

Петрографический состав угольных пластов, %

Из таблицы видно, что уголь обоих пластов преимущественно сложен блестящими литотипами, в основном гомогенными, и характеризуется сходным петрографическим составом. На основании более ранних исследований установлено, что он содержит много сингенетичных глинистых примесей.

Кроме Млавско-Печского угольного бассейна в Восточной Сербии встречаются и другие каменноугольные отложения Pz, например, в западной части Старой Планины (Балканы) (вестфал В и С), в районе Сува Планина, Мироч и Врышка Чука. Все эти углепроявления изучены мало.

УГЛИ НИЖНЕЙ ЮРЫ

В восточной и юго-восточной Сербии в районе Карпатско-Балканских гор отложения лейаса имеют широкое распространение и тянутся от Дуная на севере до югославско-болгарской границы на востоке. Эта



Фиг. 2. Микринит и витрит с пиритом и включениями кварца Врышка Чука, отраженный свет, масляная иммерсия, ×250



Фиг. 3. Фузит — структуры Врышка Чука, отраженный свет, масляная иммерсия, ×250

область геологически сложная с интенсивной складчатостью. В ней находятся интересные месторождения каменных углей Нова Ерма, Врышка Чука, Стара Планина, Мироч и Добра на Дунае. Во всех этих районах угольные пласты расположены в нижней части продуктивной серии, которая трансгрессивно залегает на более древних породах Рг и Мг. Нижняя часть продуктивной серии сложена брекчиями, конгломератами, песчаниками, сланцами и угольными пластами. В этой серии залегает 2—3 угольных пласта мощностью 0,5—3,5 м. Степень метаморфизма углей меняется в широких пределах, выход летучих веществ

Таблица 2

Месторождение	R°	Выход летучих	Месторождение	R°	Выход летучих
Добра на Дунае Стара Планина Нова Ерма	$0,84 \\ 0,92 \\ 1,76$	$35,26 \\ 33,20 \\ 15,48$	Врышка Чука Мироч	2,74 3,50	7,0 4,8

Отражательная способность витринита (R°) и выход летучих, %

.÷

ſ

Таблица З

Количественный анализ микролитотипов

Месторождение	Витрит	Кларит	Дурит	Витринит	Фузит
Добра на Дунае Стара Планина Нова Ерма Врышка Чука Мироч	$ \begin{array}{c} 62\\ 69,5\\ 48,0\\ 90,0\\ 92,5 \end{array} $	5,5 3,5 15,5 —	7,5 12,0 5,0 —	18 13,5 16,0 6,0 4,5	5,0 1,5 5,5 3,5 3,0

колеблется от 35,26 до 4,8% (табл. 2). В связи с разной степенью метаморфизма этих углей в районе распространены угли различных марок, от антрацита (Мироч и Врышка Чука) до газовых (Добра на Дунае). Результаты отражательной способности витринита показаны в табл. 2.

Большое различие в степени метаморфизма каменных углей лейаса отражается на их петрографическом составе. Количественный петрографический анализ угольных пластов месторождений Врышка Чука и Мироч показал, что вещественный состав углей идентичен. Они сложены преимущественно витринитом с небольшой примесью микринита или фюзинита (фиг. 2). Петрографический состав этих углей обусловлен высокой степенью метаморфизма, что является следствием интенсивных тектонических движений, которые сильно измельчили угольную массу (фиг. 3). Количественный анализ микролитотипов (без учета минеральных примесей) показан в табл. 3.

Угли месторождений Врышка Чука и Мироч характеризуются гомогенным составом и сложены почти исключительно витритом; угли остальных трех бассейнов характеризуются гетерогенной структурой, частая полосчатость которой обусловлена различным петрографическим составом (фиг. 4). Мацералы в этих углях дешифрируются легко, в особенности в слабо метаморфизованных, а участие отдельных мацералов в них различное. Эти мацералы рассеяны в витринитовой или микринитовой основной массе и образуют сложные микролитотипы, такие как кларит или дурит. Фузит встречается довольно часто в виде небольших обрывков либо самостоятельных линз. В этих линзах фузит сильно деформирован, минерализован. Сильно деформированный фузит особенно часто встречается в антрацитах Врышка Чука (фиг. 3).

УГЛИ ВЕРХНЕГО МЕЛА

В отложениях сенона развита угленосная формация, распространенная в Восточной Сербии, названная сенонским тектоническим рвом. Эта геотектоническая структура имеет большое промышленное значение. Она содержит, кроме угля, большие запасы медной руды (месторождения Бор и Майденпек). Месторождения каменных углей расположены в южной части структуры, наиболее значительные из них Ртань, Добра Среча и Подвис. Число угольных пластов в составе сенонской



Фиг. 4. Линза витрита в дурите Стара Планина, отраженный свет, масляная иммерсия, ×250

угленосной серии непостоянно; в районе Ртани залегают три угольных пласта, а на территории Добра Среча и Подвис распространен один пласт угля мощностью до 3 *м*.

Петрографический состав каменных углей различных месторождений сенонского тектонического рва неодинаков. Количественный анализ микролитотипов показан в табл. 4.

Таблица 4

Ме ст орож дение	Витрит	Кларит	Дурит	Витринертит	Фузит
Ртань	72,4	10,6		11,5	5,5
Добра Среча	30,5	52,5		—	3,0
Подвис	25,6	35,0		—	5,4

Количественный анализ микролитотипов

По степени метаморфизма эти угли разнообразны: угли месторождения Ртань — жирные, Добра Среча — газовые, Подвис — длиннопламенные.

Различия в петрографическом составе сенонских каменных углей очевидны. Каменные угли месторождения Ртань сложены преимущественно витринитом и характеризуются гомогенной структурой. В остальных месторождениях в Доброй Сречи и Подвисе уголь по своему петрографическому составу гетерогенный, в нем преобладают сложные микролитотипы — кларит и дурит. Присутствие витринита не установлено (фиг. 5). Форменные элементы представлены микроспорами, остатками коровой ткани (суберинитом), кутинитом, резинитом и склеротитом. Эти микрокомпоненты появляются спорадически, иногда образуют отдельные прослойки. Фузит в углях всех трех месторождений присутствует в значительном количестве. Фюзинит встречается в сильно раздробленном виде вследствие многочисленных тектонических подвижек.

В некоторых образцах обнаружен склеротинит. У склеротинита углей Доброй Сречи хорошая сохранность сетчатого строения, склероции



Фиг. 5. Кларит Ртань, отраженный свет, масляная иммерсия, ×250

многокамерные. Высокая концентрация склеротинита наблюдается также в углях месторождения Подвис, с той разницей, что здесь склероции сложены одной, двумя или больше камерами.

третичные угли

В районе Динарид на территории Югославии расположены два бассейна каменных углей третичного возраста: Истарский в западной части Хорватии и Ибарский в западной части Сербии.

Истарский угольный бассейн. Продуктивная угленосная серия Истарского бассейна образует две синклинальные структуры, которые протягиваются от Триеста в Италии на юго-восток до т. Риека в Югославии. Угленосная серия залегает несогласно на рудистовых известняках Сг. В верхней части угленосной серии залегают алвеолиновые известняки нижнего эоцена. В отложениях этой серии имеются слои глинисто-битуминозных известняков, содержащие пресноводную и брахичную фауну (слои «Козина»). Утленосная серия имеет мощность 50—200 м и содержит многочисленные тонкие прослойки и пласты (около 10) каменного угля, которые эксплуатируются в рудниках Раша. Отражательная способность витринита колеблется в небольших пределах — 0,66—0,68%. Угли длиннопламенные.

На основе мацеральных анализов и анализов микролитотипов различных угольных пластов месторождения Раша установлено, что эти угли сложены преимущественно витринитом (80%). Витринитовая основная масса очень слабо минерализована и содержит включения микроспор, реже склероции, которые характеризуются однокамерным строением (фиг. 6). Выделение отдельных микрокомпонентов в углях с большой примесью гумусового детрита затруднено (фиг. 7). Эта специфика характерна для молодых углей, в данном случае палеоценовых и частично для сенонских каменных углей. Данные количественного петрографического анализа углей месторождения Раша таковы, %: витрит — 75,6, кларит — 8,4; дурит — 6,5; витринертит — 6; фузит — 3,5.

Известно, что каменные угли месторождения Раша очень богаты органической серой (до 10%). С этой точки зрения было проанализировано количественное содержание склеротинита, так как существова-



Фиг. 6. Витрит со склероциями Раша, отраженный свет, масляная иммерсия, ×250



Фиг. 7. Кларит с гумусовым детритом Раша, отраженный свет, масляная иммерсия, ×250

ло мнение, что большим количеством серы эти угли обязаны бактериям. На основе количественного мацерального анализа установлено, что среднее содержание склеротинита составляет около 2,5% и его недостаточно для подтверждения вышеуказанного предположения о генезисе серы в этих углях.

Ибарский угольный бассейн. Ибарский каменноугольный бассейн расположен в долине р. Ибар, западнее г. Кралево в Западной Сербии. Продуктивная угленосная серия этого бассейна имеет миоценовый возраст. Мощность серии около 750 м. Она содержит 6 пластов угля мощностью 0,6—4 м. Органическая масса угля слабо метаморфизована, угли марок Д и Г.

Петрографические исследования углей всех пластов показали, что они сложены полосчатыми петрографическими типами. Установлены



Фиг. 8. Витрит с микроспорами и склероциями Ибар, отраженный свет, масляная иммерсия, ×250

различия в вещественно-петрографическом составе различных пластов, Данные количественного петрографического анализа показаны в табл. 5.

На основе углепетрографического анализа установлено, что все угли состоят преимущественно из сложных микролитотипов (кларит и дурит). Отмечено, что кларит преобладает в нижних слоях, а дурит в верхних.

Индекс пласта углей	Витрит	Кларит	Дурит	Витринертит	Фузит
I	18,5	25,5	50	$\begin{array}{r} 4,5\\ 2,0\\ 7,5\\ 2,5\\ 3,0\\ 4,0\end{array}$	1,5
II	25,0	23,5	48,5		1,0
IV	21,5	23,0	46,5		1,5
V	19,5	52,5	24,0		1,5
V	26,5	58,0	12,0		0 5
VI	24,5	56,0	13,5		2,0

Количественный анализ углей

Среди микрокомпонентов труппы лейптинита преобладают микроспоры, в небольшом количестве есть однокамерные склероции, похожие на третичные (фиг. 8).

Содержание микролитотипов витринита, витроинертита и фузита изменчиво. Микрокомпоненты группы фюзинита распределены неравномерно в угольной массе, иногда они пиритизированы.

Анализ всех данных исследования большого количества образцов различного возраста и степени углефикации позволяет с уверенностью сделать вывод, что гумусовый детрит встречается в большом количестве в углях молодых третичных и верхнемеловых, что не характерно для утлей каменноугольных и юрских.

Белградский госуниверситет

Дата поступления 1.IV.1974

Таблица 5

К МИНЕРАЛОГИИ КРЕМНЕЗЕМА В СИЛИЦИТАХ ЗАКАВКАЗЬЯ

Д.Г.ЧЕЛИДЗЕ

Рентгенометрические исследования разновозрастных и разнотипных силицитов Закавказья выявили, что халцедоновые кремнистые породы состоят из кварца с характерными межплоскостными расстояниями d/n=3,33; 1,81; 1,53 Å (таблица, обр. 236). Но наряду с кварцем отмечается и аморфная фаза кремнезема, на что указывает повышенный фон в пределах 15—30°.

Г. Мидгли (Midgley, 1951) установил, что халцедон не самостоятельный минерал, а смесь опала и кварца с преобладанием последнего. Рентгеноструктурное изучение уточнило, что любое волокно халцедона представляет цепь мельчайших кристалликов кварца. Между волокнами присутствуют тонкие прослои неупорядоченного ассоциирующегося с водой и катионами кремнезема, который можно назвать опалом (степень упорядоченности опалов различна).

Исследованные нами опаловые кремнистые породы (таблица, образцы 124, 238, 170) при рентгеноструктурном изучении, как правило, проявляют какую-то степень упорядочениости, целиком рентгеноаморфными не бывают. На дифрактограммах в области малых и средних углов фон завышен и появляются межплоскостные расстояния, характерные для низкотемпературного тридимита (4,32—4,27; 4,03—4,07; 3,81; 2,47 Å) и кристобалита (4,07—4,09; 3,12; 2,84—2,87; 2,48 Å).

Кристобалит широко распространен в осадочных породах (Бушинский, Франк-Каменецкий, 1954; Власов и др., 1959; Забелин, 1960; Сеньковский, Иориш, 1962; Бардоши и др., 1965). Д. Бардоши и И. Конда, сравнивая дифрактограммы α-кристобалита из радиоляритов и магматических пород, установили, что существенного различия между осадочными и магматическими кристобалитами нет.

Опал из диатомитов в основном рентгеноаморфный (Бушинский, Франк-Каменецкий, 1959). В нем очень редко улавливается, а чаще вовсе отсутствует кристобалит (таблица, обр. 170). В. В. Власов и др. (1959) и А. Суаинфорд, П. К. Франкс (Swineford, Franks, 1959) также отмечают, что диатомовый опал — это особый тип опала, характеризующийся большей неупорядоченностью, чем другие опалы, и поэтому рентгеноаморфный. А. Сауинфорд и П. К. Франкс различают два типа опалов. Кристобалит-тридимитовый тип характеризуется дифракционными линиями низкотемпературных кристобалита и тридимита, включающих разные катионы. У диатомового опала рентгенограммы свидетельствуют о весьма низкой степени кристалличности кремнезема. Линии кристобалита в исследуемых нами диатомитах можно объяснить наличием в них и недиатомового кремнезема в виде цемента. Дифрактограмма кремнистого стяжения из диатомитов (d/n=4,38; 4,12; 2,49) показывает, что она соответствует чистому α-тридимиту. Все вышесказанное, по-видимому, свидетельствует в пользу того, что диатомовый опал характеризуется большей неупорядоченностью, чем опал другого происхождения.

По М. И. Бюргеру (Buerger, 1954), в природном кристобалите и тридимите кроме кремния и кислорода всегда содержатся другие, главным образом щелочные и щелочноземельные, элементы. Поскольку кристобалит и тридимит обладают более открытыми, чем у кварца, структурами, в них могут присутствовать крупные ионы. Наоборот, кристалл, захватывающий при своем росте эти элементы, не может обладать структурой кварца, а имеет структуру кристобалита и тридимита. Стабильность таких структур при температурах, более низких, чем температура их возникновения, обеспечивается присутствием посторонних ионов. При низких температурах происходит деформация решетки, но она не может быть преобразована в кварцевую, являющуюся устойчивой формой кремнезема при обычной температуре. Структура кварца настолько плотна, что чужеродные ионы любого типа не могут легко в нее входить, и поэтому химическая чистота кварца высока. В то время как преобразования от α - к β -формам для каждого из этих трех минералов связаны лишь с небольшими перемещениями атомов, переход между кварцем, тридимитом и кристобалитом требует значительных изменений в структуре.

В свете вышесказанного можно объяснить интересные фажты, наблюдаемые в олигоценовых спонголитах Грузинской глыбы. Под микроскопом заметно, что спикулы халцедоновые, а цементирующая кремнистая масса слабо или совсем не раскристаллизована. Как видно, чистый спикульный опал перекристаллизовался: на рентгенограммах есть отчетливые линии кварца, а химически осажденный кремнезем цемента при осаждении захватывал и другие компоненты, содержащиеся в среде осадконакопления, как и свойственно коллоидам, и поэтому, как было сказано выше, не мог перекристаллизоваться в кварц. Дифрактограммы (таблица, обр. 191) показывают наличие тридимита и кристобалита. Так, по нашему мнению, можно объяснить разную степень раскристаллизованности цемента и самих спикул в этих спонголитах.

В сеноманских силицитах ананурской свиты южного склона Большого Кавказа рентгенометрически установлено присутствие α-жристобалита в фтанитах и фтанитоподобных радиоляритах (таблица, образцы 236, 124). Этот факт также говорит в пользу того, что кремнезем, захвативший во время кристаллизации какой-нибудь щелочной или щелочноземельный катион, не может преобразоваться в кварц и стабильность его структуры как кристобалитовой обеспечена. Иначе трудно предста-

Сеноманские силициты ананурской свиты		Олигоценовые силициты Чхари- Аджаметского месторождения Миоплиоценовый томит Кисатибет					овый диа-		
фтанит, с	юр. 236	фтанитопо радиоля обр. 1	добный арит, 24	опока, обр. 238 спонгол обр. 1		онголит, обр. 191		месторождения, обр. 170	
d/n	J	d/n	J	d]n	J	d/n	J	d /n	J
$\begin{array}{c} 4,720\\ 4,230\\ 4,070\\ 3,697\\ 3,552\\ 3,330\\ 3,200\\ 2,710\\ 2,521\\ 2,455\\ 2,346\\ 2,275\\ 2,235\\ 2,190\\ 2,121\\ 2,009\\ 1,977\\ 1,810\\ 1,700\\ 1,665\\ 1,598\\ 1,537\\ 1,517\\ 1,450\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 17,5\\70,0\\7,0\\80,0\\100\%\\10,0\\10,0\\10,0\\24,5\\29,0\\12,0\\12,0\\12,0\\12,0\\12,0\\12,0\\12,0\\12$	$\begin{array}{c} 4,720\\ 4,450\\ 4,450\\ 4,030\\ 3,697\\ 3,587\\ 3,510\\ 3,330\\ 3,208\\ 3,170\\ 3,123\\ 3,070\\ 2,832\\ 2,708\\ 2,488\\ 2,405\\ 2,331\\ 2,275\\ 2,121\\ 1,930\\ 1,815\\ 1,610\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 20,0\\ 50,0\\ 70,0\\ 100\%\\ 23,0\\ 12,5\\ 12,5\\ 12,5\\ 15,0\\ 19,0\\ 18,5\\ 11,0\\ 30,0\\ 9,5\\ 5,0\\ 6,5\\ 4,5\\ 6,0\\ 6,0\\ \end{array}$	4,720 4,700 4,270 4,070 3,896 3,700 3,623 3,340 3,123 2,980 2,750 2,640 2,488	38 54 82 100% 55 40 30 61 16 14 8 8 13	$\begin{array}{r} 4,710\\ 4,440\\ 4,230\\ 4,029\\ 3,697\\ 3,570\\ 3,330\\ 3,178\\ 2,707\\ 2,670\\ 2,510\\ 2,440\\ 2,346\\ 2,270\\ 2,236\\ 2,110\\ 2,009\\ 1,970\\ 1,840\\ 1,700\\ 1,665\\ 1,651\\ 1,537\\ 1,515\end{array}$	$\begin{array}{c} 21,0\\10,0\\75,0\\85,0\\12,0\\100\%\\17,0\\7,0\\4,5\\9,5\\36,0\\5,5\\33,0\\16,5\\23,0\\18,0\\19,5\\7,0\\63,0\\19,5\\7,5\\42,0\\19,5\\7,5\\42,0\\13,0\\13,0\\13,0\\13,0\\13,0\\13,0\\13,0\\13$	5,050 4,782 4,610 4,440 4,320 4,230 4,121 4,025 3,620 3,570 3,520 3,570 3,520 3,520 3,330 3,220 3,178 2,947 2,920 2,899 2,899 2,727 2,400 2,423 2,120	$\begin{array}{c} 26,0\\ 33,0\\ 50,0\\ 65,0\\ 65,0\\ 72,0\\ 100\%\\ 701,0\\ 48,0\\ 47,0\\ 47,0\\ 47,0\\ 47,0\\ 45,0\\ 20,0\\ 21,0\\ 15,5\\ 14,0\\ 14,0\\ 21,0\\ 14,0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0$

Рентгенометрические данные кремнистых пород Закавказья

вить, как мог сохраниться кристобалит в мезозойских, типично геосинклинальных осадках, не преобразовавшись из метастабильной формы в стабильную.

Следует учесть, что рефлексы тридимита и кристобалита присутствуют на одних и тех же рентгенограммах. То обстоятельство, что ось выпуклости дифрактограммы занимает промежуточное место между наиболее сильными рефлексами а-кристобалита и а-тридимита. указывает, что в структуре исследуемого кремнезема участвуют элементы обоих минералов. Аналогичную интерпретацию дали О. В. Флёрке (Flörke, 1961), А. Суаинфорд и П. Франкс (Swineford, Franks, 1959), Ю. Н. Сеньковский (1971), Д. Бардоши и др. (1965).

В. А. Забелин (1960), исследуя опалсодержащие породы Поволжья и видя, что многих характерных линий кристобалита на рентгенограммах нет, пришел к выводу, что это не кристобалит, а некоторая иная сходная метастабильная кристаллическая форма кремнезема, не противоречащая данным большинства исследователей. Сравнивая наши данные, мы также заключаем, что в исследуемых нами некоторых случаях структура опалсодержащих пород сходна с кристобалитовой, но не тождественна ей.

Резюмируя наши результаты по изучению силицитов Закавказья, можно заключить, что в халцедоновых силицитах кремнезем представлен кварцем с некоторым количеством рентгеноаморфного опала; в опаловых же породах кремнезем выявляет разную степень упорядоченности: в большинстве из них опал представлен тридимит-кристобалитовым типом, а диатомовый опал сравнительно неупорядочен.

В таблице приведены самые характерные рентгенограммы. Образанализировали на дифрактометре УРС-50-ИМ при медном неот-ЦЫ фильтрованном излучении. Скорость вращения счетчика -1°/см, скорость протяжки ленты 360 мм/час, напряжение на аноде рентгеновской трубки 35 кв, сила тока через трубку 10 ма. Исследования проводили в лаборатории физико-химических методов исследования КИМС, аналитики Н. П. Вяхирев, Л. Г. Гуджабидзе.

ЛИТЕРАТУРА

Бардоши Д., Конда И., Рай-Шик Ш., Толна В. Кристобалит в бат-келловейских радиоляритах горы Баконь. В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965.

Бушинский Г. И., Франк-Каменецкий В. А. Гидравлическая активность и рентгеновская характеристика трепелов и диатомитов.— Докл. АН СССР, 1954, т. 96, № 4. Власов В. В., Дистанов У. Г., Созин Ю. И., Ворхунов В. С. О составе кремнезема кремнистых пород палеогена Среднего Поволжья.— Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 6.

Забелин В. А. К вопросу о кристаллическом строении кремнезема опалосодержащих пород Поволжья. – Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 6. Сеньковский Ю. Н., Иориш З. И. К минералогии сеноманских трепелов Придне-

стровья. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1932, вып. 3.

Сеньковский Ю. Н. О минералогической природе кристобалита из осадочных пород за-пада Украины и Молдавии.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд, вып. 1. Серия минералогии, петрографии, геохи-мии. Киев, «Наукова думка», 1971. Buerger M. J. The stuffed derivatives of the silica structures.— Amer. Mineralogist, 1954,

v. 39.

Flörke O. W. A discussion of the tridimite-cristobalite problem.— Silicates Industr., 1961, v. 26.

Swineford A., Franks P. C. Opal in the ogallala formation in Kansas.-Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ., 1959, v. 7.

Midgley H. G. Chalcedony and Flint.— Geol. Mag., 1951, v. 88.

Кавказский институт минерального сырья, Тбилиси

Дата поступления 20.IV.1973

ЗАКОНОМЕРНОСТИ НАКОПЛЕНИЯ ХЛОРИСТЫХ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ В ПРЕДУРАЛЬСКО-ПРИКАСПИЙСКОМ БАССЕЙНЕ

И. Н. ТИХВИНСКИЙ

В итоге многолетних исследований установлено широкое развитие калийных, калийно-магниевых и магниевых солей в соленосной толще кунгурского яруса Предуральско-Прикаспийского бассейна, охватывающего Прикаспийскую впадину, ее обрамление и Бельскую впадину Предуральского прогиба. Обобщение ранее опубликованных (Кореневский, Воронова, 1966; Диаров, 1974, и др.) и обширных вновь полученных материалов бурения показывает, что на этой территории в той или иной степени калиеносны по меньшей мере 81 соляная структура Прикаспийской и ряд структур Бельской впадины; почти повсеместно распространены калиеносные горизонты по западному, северо-западному и северному обрамлениям первой (Ермаков, 1971; Тихвинский, Близеев, 1972; Шафиро, 1972, 1975; Горбов, 1973).

Породообразующими минералами пластов калийных солей (под этим термином условно, ради краткости изложения, понимаются собственно калийные, калийно-магниевые соли, кизерит и бишофит), обнаруженных в пределах бассейна, являются преимущественно сильвин, карналлит, полигалит, в меньшей степени бишофит и кизерит, отчасти, в отдельных районах, каннит, лангбейнит и изредка другие. Этими же минералами в аналогичной (по убыванию в количественном отношении) последовательности представлены и разнообразные калиепроявления прослойки, включения и вкрапленники. Анализ накопленных данных позволяет дополнить и уточнить выявленные С. М. Кореневским (Кореневский, Воронова, 1966) общие закономерности распространения калийных солей, в частности, хлористых их разностей — одного из главных объектов калиедобывающей промышленности.

К настоящему времени охарактеризованные керном пласты сильвинитов и карналлитовой породы значительной (свыше 1,5 м) мощности вскрыты в пределах Прикаспийской впадины на калийных месторождениях Гремучинский, Григорьевский, Индер, Круглый-Лебяжинский, Линевское, Макат, Матенкожа, Озинки, Сатимола, Челкар, Шугуль и Эльтон, на соляных структурах Байкадан, Барханный, Баскунчак, Гмелинский, Джаман-Тау, Кенкияк, Паромная, Подгорненская, Светлоярская, Сухореченская и Ушаковская, а также на площадях, расположенных по западному обрамлению впадины — на территории Волгоградского Поволжья (Городищенская, Дубовская, Лугово-Пролейская) — и севернее ее (Западно-Стерлибашевская).

Столь же мощные охарактеризованные керном пласты сильвинита установлены на соляных структурах Байзак, Илецкий, Жакендысай, Киндысай, Куттубай, Сагиз, Тамдыкуль, Ушкультас и Харкинской Прикаспийской впадины и севернее ее — на Стерлибашевской площади, а пласты карналлитовой породы — на месторождении Ащебулак, соляной структуре Акджар и на площадях Абганеровская, Александро-Кисловская, Антиповская, Антиповско-Балыклейская, Горно-Водянская, Николаевская, Сарпинско-Тингутинская, Уметовско-Чухонастовская, Усть-Погожская и Щербаковская Приволжской моноклинали.

По анализу геофизических исследований разрезов скважин (стандартный каротаж и радиокаротаж) и материалов кавернометрии можно заключить, что мощные пласты сильвинита и карналлитовой породы пройдены также на Быковской, Чинаревской и Таловской соляных структурах и скважинами Соболевского и Сорочинского профилей в Бузулуюской впадине, а пласты карналлитовой породы — на структурах Карпенская, Питерская, Шубаркудук и площадях Балыклейская, Комсомольская, Ново-Никольская, Нижне-Царынская, Октябрьская, Суводская, Таловская (западное обрамление Прикаспийской впадины), Восточно-Пигаревская, Ерусланская, Западно-Пигаревская, Западно-Тепловская, Иртекская, Краснохолмская, Переволоцкая, Ровенская, Солянская, Стрелецкая, Сыртовская, Шарлыкская, Шуваловская и Юртаевская (северо-западное и северное обрамление впадины и более северные районы). На ряде соляных структур выявлены прослойки, линзы, включения и вкрапленность сильвина и карналлита.

Таким образом, хлористые калийные соли в пределах Предуральско-Прикаспийского бассейна развиты пространственно весьма широко. Они есть в соляных структурах многих районов Прикаспийской впадины, исключая в основном области Аралсорского и Хобдинского выступов мантии, которые, вероятно, выделялись в рельефе дна кунгурского солеродного моря в виде наиболее мелководных участков, распространены по западному, северо-западному и северному обрамлениям впадины и в районах, лежащих севернее, лишь местами отличалась в Предуральском прогибе.

Примечательно, что в пространственном распределении сильвинита и карналлита наблюдается четко выраженная закономерность: если в центральных областях изученной территории площади их развития в общих чертах, видимо, совпадают, то на западе и севере ареал развития карналлитовых пород в целом больше, на востоке же и юго-востоке, в областях, тяготеющих к горным сооружениям, окаймлявшим солеродное море, шире развиты сильвиниты.

Благодаря разработке местных детальных стратиграфических схем соленосной толщи отдельных районов и областей Северного Прикаспия (Коробов, 1960; Кореневский, Воронова, 1966; Ермаков, 1971; Свидзинский, 1971; Шафиро, 1972, 1975; Горбов, 1973; Диаров, 1974) и Урало-Поволжья (Тихвинский, Близеев, 1972) и увязке этих схем с параллельной корреляцией многих сотен разрезов, пройденных в разных частях региона, появилась возможность впервые создать единую для всего Северного Прикаспия детальную стратиграфическую схему кунгурского яруса (Тихвинский, 1974). На базе этой схемы можно рассмотреть приуроченность калийных пластов и калиепроявлений к определенным стратиграфическим уровням и проследить изменение во времени пространственной приуроченности ареалов калиенакопления, в частности хлористых солей К.

Согласно указанной схеме, в кунгурском ярусе региона выделены филипповский и иренский торизонты, а в последнем — нижне- и верхнеиренской подгоризонты. Верхнеиренский подгоризонт расчленен (снизу) на улаганские, эльтонские, челкарские и индерборские слои. В слоях выделены циклы, первоначальное количество которых после дальнейшей унификации схемы несколько уменьшено, а индексация вследствие этого изменена. Улаганским слоям соответствует цикл I (цикл A схемы 1974 г.), эльтонским — II (Б), III ($B+\Gamma$), IV ($\mathcal{Z}+E$), V (\mathcal{X}) и VI (3), челкарским VII—X, а индерским — XI—XIII и толща покровных ангидритов.

Расчленение разрезов, пройденных за пределами области развития соляных структур, и сводных разрезов хорошо изученных соляных структур, согласно описанной схеме, осуществляется достаточно уверенно; разрезы слабо изученных структур расчленены менее детально либо с большей или меньшей долей условности. Однако в целом выявленные, закономерности приуроченности калийных залежей к определенных стратиграфическим уровням можно считать близкими к действительно имеющим место.

Установлено, что в филипповском горизонте хлористые калийные соли встречаются редко и развиты локально (на Индере маломощные прослои сильвина и вкрапленность карналлита, на Эльтоне редкие линзы сильвина и карналлита). Это характерно и для нижнеиренского подгоризонта (на Индере в нем вскрыт пласт сильвинита мощностью 25-30 м, на Эльтоне обнаружена незначительная примесь сильвина и



Фиг. 1. Схема распространения сильвинитов в Предуральско-Прикаспийском бассейне (а — в улаганских слоях, б — в цикле IV, в — в цикле V, г — в цикле VI, д — в челкарских, е — в индерборских слоях) Залито — районы распространения: фиг. 1 — сильвинитов, фиг. 2 — карналлитовых пород, фиг. 3 — пластов бишофитовых пород

карналлита). Таким образом, накопление указанных солей началось прежде всего в отдельных участках центральных, очевидно, наиболее погруженных районов области калийной седиментации.

Существенно расширился ареал садки хлористых солей К в улаганское время (фиг. 1, a, 2, a), причем карналлит накапливался только в центральной зоне бассейна и на западе, а сильвин, кроме того, кое-где на востоке и севере. На значительных пространствах осаждались они в эльтонское время (фиг. 1, δ —e, 2, δ —d). Для хлоридной калийной седиментации этого времени было характерно последовательное расширение ареала садки карналлита, происходившее, что особенно интересно, не только к западу и северу, но во второй половине эльтонского времени к востоку и юго-востоку. В челкарское, а главным образом в индерборское время (фиг. 1, ∂ , *е* и 2, *е*, \mathcal{K}) область хлоридной калийной седиментации существенно сузилась, причем в индерборское время это



было более характерно для садки сильвина. Масштабы калиенакопления, в частности садка хлористых солей К, в данное время были весьма невелики, и в количественном отношении — в индерборских слоях сильвинит и карналлит отмечены лишь в виде прослоев и вкрапленников.

Таким образом, хлоридно-калийная седиментация в Предуральско-Прикаспийском бассейне особенно интенсивно шла в эльтонское время, будучи до этого довольно незначительной, эпизодической и локальной, а в последующем быстро затухающей и сужающей свои территории. Наибольшие массы хлористых калийных солей накопились во второй

половие эльтонского времени (циклы IV-VI). Садка сильвина обычно шла в большинстве районов области калийной седиментации, в том числе в восточных и юго-восточных, карналлит же на территории последних осаждался в основном во второй половине эльтонского седиментационного цикла, когда в солеродном бассейне имел место максимум калиенакопления.

Следовательно, стадий, наиболее близких к эвтоническим, концентрация рапы бассейна достигала преимущественно в центральных, северных и западных районах области калийной седиментации. Весьма примечательно, что именно в этих районах и к тому же преимущественно во второй половине эльтонского времени эпизодически шло и интенсивное накопление бишофита (фиг. 3), образовавшего пласты, особенно мощные (до 40-50 м) и хорошо выдержанные на больших расстояниях на крайнем западе, т. е. в указанных районах галогенный процесс доходил до эвтоники.

Причину отмеченной пространственной дифференциации садки сильвина и карналлига (а вместе с тем и бишофита) необходимо искать в

характере стока с суши, окружавшей солеродный бассейн. С запада и северо-запада он ограничивался континентом, на поверхности которого, во всяком случае в прибрежной полосе, обнажалась преимущественно доломит-ангидритовая толща сакмарского яруса. С этого континента в условиях аридного климата в бассейн могло поступать лишь относительно небольшое количество сильно минерализованных вод. Восточное и юговосточное побережья баспростирались у подсейна ножий горных сооружений, вдоль которых происходила разгрузка приносимой ветрами атмосферной влаги, питавшей горные потоки.



Фиг. 3. Схема распространения пластов бишофитовых пород в Предуральско-Прикаспийском бассейне (а — в нижнеиренском подгоризонте, б в цикле IV, β — в цикле V, ϵ — в цикле VI) Условные обозначения см. на фиг. 1

Наличие в кунгурском веке интенсивного стока с прибрежных гор подтверждается тем, что кунгурская соленосная толща в восточной и юговосточной зонах своего развития содержит намного больше алевритоглинистого материала, чем в западной и северо-западной. Именно распресняющее воздействие горных потоков и препятствовало в пределах восточной и юго-восточной частей акватории бассейна достижению концентрации солей в его рапе, близкой к эвтонической.

ЛИТЕРАТУРА

- Горбов А. Ф. Прикаспийский калиеносный бассейн.— В кн.: Месторождения калийных солей СССР. Методы их поисков и разведки. Л., «Недра», 1973. Диаров М. Д. Калиеносность галогенных формаций Прикаспийской
- впадины. М., «Недра», 1974.
- Ермаков В. А. Особенности надсолевой гидрохимической толщи перми на территории Волгоградского Поволжья.— Сов. геол., 1971, № 2.
- Кореневский С. М., Воронова М. Л. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы. М., «Недра», 1966.
- Коробов С. С. Некоторые новые данные по геологии Индерского поднятия. В кн.: Петрография галогенных пород. Л., Госхимиздат, 1960.

Свидзинский С. А. Сводный нормальный разрез северо-восточной части Эльтонского соляного купола. В кн.: Геология и генезис месторождений горнохимического сырья. Казань, 1971. Тихвинский И. Н. Стратиграфия и калиеносные горизонты кунгура Прикаспийской

Тихвинский И. Н. Стратиграфия и калиеносные горизонты кунгура Прикаспийской синеклизы. — Сов. геол., 1974, № 5. Тихвинский И. Н., Близеев Б. И. Основные закономерности строения и условий накоп-

Тихвинский И. Н., Близеев Б. И. Основные закономерности строения и условий накопления кунгурских отложений Урало-Поволжья (в связи с перспективами калиеносности). В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии допалеозойских, палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ. М., «Недра», 1972.

мезозойских отложений Русской и Скифской платформ. М., «Недра», 1972. Шафиро Я. Ш. Корреляция пермских галогенных отложений Волгоградского Поволжья и тектонические условия их формирования.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, вып. 6.

Шафиро Я. Ш. Нижнепермская галогенная формация Прикаспийской синеклизы и ее северо-западного и северного обрамления. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 1.

Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых, Казань Дата поступления 8.IV.1975 г.

¥

۰.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 1, 1976 г.

МЕТОДИКА

УДК 550.84

УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДА О. П. МИРА и М. Л. ДЖЕКСОНА

Л. Е. ШТЕРЕНБЕРГ, А. Б. ШЕКО, И. С. КУДЬЯРОВ

Вопросы, связанные с удалением свободных окислов Fe, часто являющихся цементом различного рода почвенных образований или принимающих участие в сложении современных и ископаемых Fe-Mn-стяжений озер, морей и океанов, давно привлекали внимание многих исследователей.

Не менее важная проблема — освобождение глинистых минералов ог загрязняющих их примесей, в том числе от различных полуторных окислов, затрудняющих расшифровку рентгенодифрактограмм. Эти задачи в настоящее время решаются с помощью достаточно простого и поэтому, вероятно, широко распространенного метода О. П. Мира и М. Л. Джексона (Мира, Джексон, 1963). Удаление аморфных и кристаллических окислов Fe, пленок Al₂O₃ и некоторых других компонентов, по Мира и Джексону, производится с помощью дитионит-лимоннокислой системы, в которой в качестве буфера присутствует бикарбонат Na.

Сама операция производится следующим образом. К 0,5 г исходного образца добавляют 40 *мл* 0,5 М раствора лимоннокислого Na и 5 *мл* 1 N раствора бикарбоната Na. Смесь нагревают на водяной бане до 80°С и добавляют 1 г дитионита (Na₂S₂O₄). После перемешивания в течение 1 *мин* колбу вновь ставят на кипящую баню на 15 *мин*, периодически повторяя эту процедуру. Переведенные в раствор полуторные окислы отделяют от обработанного образца двух-трехразовым центрифугированием.

Согласно рекомендации авторов методики, для образцов, содержащих Fe₂O₃>5%, операцию повторяют несколько раз, пока исходное вещество не станет темно-зеленым.

Р. С. Яшина и И. И. Гинзбург (1963) специально занимались проверкой метода О. П. Мира и М. Л. Джексона. При этом они обрабатывали образцы боксита, каолинита, монтмориллонита, охры, нонтронита и ряда других минералов и пород. Все они до и после проведения операции изучались под микроскопом. Химическим путем анализировали фильтрат. Для некоторых образцов были получены термограммы и для одного — рентгенограмма.

Однако с помощью этого метода гематит, гетит, гидрогетит не извлекаются полностью. Чем меньше исследуемое вещество содержит окислов Fe, тем полнее производится его очищение. Метод этот несколько ограничен для таких минеральных образований, как магнетит, шпинелиды и некоторые другие сложные окислы. Вместе с тем, по Р. С. Яшиной и И. И. Гинзбургу, метод Мира и Джексона, не нарушая структуры минералов или слабо затрагивая ее, позволяет в значительной степени освободить эти минералы от окислов и гидроокислов Fe и Mn и поэто-



Фиг. 1. Дифрактограммы фракции <0,001 мм

а — глаужонит докембрийский; б — то же после интенсивной обработки по Мира и Джексону; в — существенно железистая озерная руда (оз. Кончезеро, южная Карелия) после интенсивной обработки по Мира и Джексону; г — порошок дитионита; д — остаток в центрифужном стакане после холостого опыта; е — боксит (Аркалыкское месторождение), обработанный по Мира и Джексону; ж — то же с применением стеклянной трубки; з — остаток в трубке; и — глина океанская (необработанная); к — то же с применением трубки

му может быть рекомендован для широкого применения.

Занимаясь изучением глауконитов из разновозрастных отложений, мы для удаления гидроокисных соединений Fe применили многократную обработку их по Мира и Джексону. При этом на 0,5 г исходного образца брали дитионита около 2—2,5 г (образцы глауконита содержали> >20% Fe₂O₃). После операции дифрактограмма докембрийского глауконита резко изменилась (фиг. 1, а, б). Появились пики гидрослюды, хлорита, кварца, полевых шпатов и доломита. Последующая обработка препаратов (прокаливание при 500°C и насыщение глицерином) подтвердила присутствие этих минералов. Нас несколько удивило появление на дифрактограммах кембрийских, меловых и палеогеглауконитов, обработанновых ных по Мира и Джексону, абсолютно сходных рефлексов, указывающих на присутствие такого набора минералов, как и в докембрийских глауконитовых образованиях. Наличие кварца и полевых шпатов в докембрийских глауконитовых зернах не вызывало сомнений, поскольку в их составе часто под микроскопом в иммерсии видны эти же минералы.

Для проверки мы взяли богатую аморфными гидроокислами железную руду (озеро Кончезеро, Карелия), содержащую $Fe_2O_3 \sim 38\%$. После ее обработки по Мира и Джексону дифрактограмма показала тот же набор глинистых и терригенных минералов (фиг. 1, e).

Перед нами встал вопрос: не может ли дитионит, используе-

мый при операциях по очищению образцов от полуторных окислов, давать на рентгенограммах подобные рефлексы? На рентгенодифрактограмме технического дитионита помимо пиков 5,52; 4,0; 2,84; 2,81; 2,78 Å видны 4,26; 3,34 Å, являющиеся типично кварцевыми (фиг. 1, г)

Иммерсионное изучение порошка дитионита убедило нас, что среди его кристаллов иногда присутствуют мелкие окатанные зерна кварца. Таким образом, появление кварцевых рефлексов на дифрактограммах глауконитов разного возраста и озерной железной руды, возможно, связано с наличием кварца в качестве примеси в техническом дитионите. Далее для выяснения причины появления на дифрактограммах гидрослюдистых, хлоритовых, полевошпатовых и доломитовых пиков мы провели ряд холостых (без образца) операций. К 40 *мл* 0,5 *М* лимоннокислого Na и 5 *мл* 1 N бикарбоната Na добавляли разные количества дитионита (1, 3, 5, 7, 10 e).

После отмывки с помощью центрифуги в стаканчиках оказался темно-серый, почти черный осадок. Под микроскопом в иммерсии видно, что в осадке присутствуют зерна кварца и минералы, очень похожие внешне и по строению на карбонаты. Они были двух типов: с высокой интерференционной окраской, часто в виде ромбоэдров и близкой к ним формы зерен, и более темные, также с повышенным показателем преломления, несколько уплощенные. Большую роль в сложении осадка, образующегося в результате взаимодействия лимоннокислого Na, бикарбоната Na и дитионита, мрают и непрозрачные выделения, часто образующие сложные агрегаты. Вероятнее всего, все эти новообразования — сульфаты и сульфиды Na, на возможность появления которых указывали авторы этой методики О. П. Мира и М. Л. Джексон и проводившие детальную проверку этого метода И. И. Гинзбург, Р. С. Яшина. Добавление разных количеств дитионита приводит к разному выходу новообразованных веществ (таблица). Если принять исходную навеску обрабатываемых минералов (0,5 г) за 100%, то при весе дитионита 3 г в осадке будет >5% новообразований, при 5 г дитионита — 7% и т. д. Для рентгеновского анализа это ощутимые количества.

Дифрактограмма осадка, полученного в результате холостой операции (фиг. 1, ∂), оказалась тождественной дифрактограммам, полученным от обработанных глауконитов разного возраста и железной гидрогетитовой руды.

Чтобы выяснить, влияет ли обработка на дифрактограмму фракции <0,0001 мм боксита, мы к навеске 0,5 г боксита Аркалыка добавляли 2—2,5 г дитионита. После операции в глинистой фракции боксита оказались каолинит, гиббсит, полевые шпаты, кварц, гидрослюды, хлориты (фиг. 1, e), т. е. тот набор минералов, который возникает на дифрактограммах глауконитов, железной руды и, вероятнее всего, других образований при усиленной обработке их по Мира и Джексону.

Избежать появления новообразований, приводящих к «открытию» неизвестных ранее парагенезов минералов, по нашему мне-

нию, можно, применяя при удалении полуторных окислов «стеклянную трубку», позволяющую изолировать в определенной степени дитионит от очищаемого образца. Предлагаемая нами Т-образная трубка (фиг. 2) имеет на концах резиновые пробки с отверстиями. Между пробкой и стенками трубки внатяжку проложен тройной слой капроновой сетки (с днаметром ячеек около 0,06 мм) так, что она прикрывает отверстие в пробке (фиг. 2, в). Одна из пробок плотно вставлена в уровень с краем трубки, а другая несколько выходит из нее.

Для выполнения операции берем небольшой (высота 8—9 см, внутренний диаметр около 7 мм) стакан, всыпаем туда навеску образца и



Фиг. 2. Стеклянная трубка *а* — приемник; *б* — пробки с отверстиями; *в* — тройной слой капроновой сетки

заливаем растворы 0,5 M лимоннокислого Na (40 mn) и 1 N бикарбоната Na (40 mn и 5 mn). Смесь на водяной бане доводим до 80° C, после чего в стакан с образцом опускаем стеклянную трубку с предварительно всыпанным в нее дитионитом (1—2 e). Дитионит помещаем в сложенную в виде уголка кальку, которую легко удалить вместе с новообразованиями после очищения образца. Смесь выдерживаем на водяной бане 10—15 *мин*, после чего стеклянную трубку вынимаем и образец по ранее описанной методике отмываем с помощью центрифуги. После операции по методу Мира и Джексона образовавшееся вещество остается почти полностью внутри трубки (таблица). Дифрактограмма боксита, обработанного с применением стеклянной трубки, показала наличие только тех минералов, которые были в исходном образце (фиг. 1, m), новообразования же остаются в самой трубке (фиг. 1, s).

Новый прием, по нашему мнению, полезно применять для обработки по Мира и Джексону и глинистых минералов. Хотя, судя по приводимым дифрактограммам одного из образцов океанской глины, после про-

Соотношение исходной навески дитионита с выходом новообразованного вещества в результате холостой операции по Мира и Джексону

Исходная навеска дитно- нита, <i>г</i>	Выход новообра- зованных веществ, г	Содержание новообразо- ванного вещества (%) по отноцению к 0,5 г исходиого сбразца	Остаток новообразован- ного вещества в стеклян- ной трубке, г
1	0.0100	2	0.0090
3	0,0253	5	0,02490
5	0,0352	7	
7	0,0526	10	
10	0,0731	14,5	_

ведения очистки по старому способу пики вырисовываются более четко, чем для необработанного (фиг. 1, u, κ), все же при относительно больших добавках (или многократных в малых количествах, что приводит к одним и тем же результатам) дитионита к исходным образцам и в них начинают проявляться пики, которых нет на дифрактограмме этого же образца, обработанного с применением «стеклянной трубки» (фиг. 1, n).

ЛИТЕРАТУРА

Мира О. П., Джексон М. Л. Удаление окислов железа из почв и глин при помощи дитионит-лимоннокислой системы с буферным раствором бикарбоната натрия. В сб.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Яшина Р. С., Гинзбург И. И. Проверка применения метода О. П. Мира и М. Л. Джексона по удалению окислов железа из почв и глин в минералогических целях. В сб.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Геологический институт АН СССР, ЛОПИ, Москва

Дата поступления 7.IV.1975

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 1,1976 г.

ХРОНИКА

ЗАСЕДАНИЯ КОМИССИЙ МЕЖДУНАРОДНОГО КОМИТЕТА ПО ПЕТРОЛОГИИ УГЛЕЙ (Польша, 1974 г.)

П. П. ТИМОФЕЕВ, Л. И. БОГОЛЮБОВА

В Польше, в г. Яшовицы, с 1 по 7 сентября состоялись заседания комиссий Международного комитета по петрологии углей. На заседаниях присутствовало более 50 человек из 14 стран мира. От СССР в работе комиссий приняли участие заместитель директора Геологического института АН СССР проф. П. П. Тимофеев и кандидаты геол.минералог. наук Л. И. Боголюбова (ГИН АН СССР) и И. В. Волкова (ВСЕГЕИ). Пленарное заседание было открыто приветствием ректора Технического универси-

Пленарное заседание было открыто приветствием ректора Технического университета г. Глевицы проф. И. Шуба (Szuba). Президент Международного комитета по петрологии углей д-р Р. Ноель (Noel, Бельгия) ознакомил присутствующих с программой заседания комиссий. Он подчеркнул, что основная задача работы комиссий должна эключаться в окончательной подготовке материалов, являющихся дополнением ко 2-му изданию Международного словаря по петрологии углей, который в полном объеме должен выйти из печати в 1975 г. к открытию Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона в Москве. Кроме того, должны быть рассмотрены некоторые организационные вопросы.

Комиссия по углепетрографической номенклатуре (президент В. Спакман — Spackman, США). На заседании комиссии в соответствии с программой были рассмотрены предложения и замечания по характеристике и пониманию терминов: альгинит, суберинит, битуминит, семифюзинит, фюзинит, макринит I и II.

По субериниту было решено, что его надо определять, основываясь на морфологических признаках пробковой ткани, а не руководствоваться данными флюоресцентной микроскопии. Было подчеркнуто, что не все ткани, относящиеся к субериниту, дают флюоресцирующий эффект. Оживленной оказалась дискуссия по вопросам понимания, терминологии и генезиса битуминита. Обсуждались возможности существования битуминита автохтопного и аллохтопного, соответственно имеющих и не имеющих форму. Однако в процессе дискуссии не было сформулировано четких признаков каждого из указанных типов бигуминита. М. Тайхмюллер (Teichmüller, ФРГ) предложила бесформенный битуминита м. Тайхмюллер (Teichmüller, ФРГ) предложила бесформенный битуминит именовать эксудатинитом. И. И. Аммосов (письмо в комиссню) считает необходимым термин «битуминит», применяемый в петрологии углей, заменить термином «карбобитуминит», чтобы не было терминологической путаницы с битуминитами нефтяного ряда. Л. И. Боголюбова (СССР) отметила, что в нефтяной геологии уже давно используется термин «битумоид», предложенный Н. Б. Вассоевичем (СССР), и поэтому нет смысла вводить новый термин. Приняли решение при опубликовании текстов ограничиться общей характеристикой битуминита, так как детальная его типизация и определение генезиса требуют специального исследования.

Рассматривался вопрос о границе фюзинита и семифюзинита, которую, как пришли к выводу, трудно найти из-за существования постепенных взаимных переходов. В итоге обсуждения было решено тексты перечисленных терминов принять к печати.

На заседании этой же комиссии обсуждались тексты с характеристиками литотипов и их классификациями, предложенными Х. Якобом (Jacob, ФРГ), О. Маланом (Malan, ЧССР), Э. Зонтаг и Б. Преуссом (Sontag, Preuss, ГДР). Все три классификации литотипов построены по макроскопическим признакам; они являются чисто петрографическими и рассчитаны на использование в технических целях. Классификации литотипов Х. Якоба (таблица), Э. Зонтаг и Б. Преусса имеют в виду только землистые бурые угли. В классификации литотипов О. Малана выделены главные типы, в которых резко преобладает органическое вещество угля определенной структурыксилитовой (ксилитовый уголь) или детритовой (детритовый уголь). Также выделяются ассоциации литотипов по соотношениям органических веществ углей различной

Группа литотинов	Подгруппа литотипов	Литотипы
	Ксилит	Волокнистые ксилиты
Ксилитовый уголь	Ксилит-детритовый уголь	Много ксилита Мало ксилита Темные слоистые угли
	Слоистые угли	Светлые слоистые угли Слабослоистые угли
Лигниты	Неслоистые угли	Темные неслоистые угли Битумные угли
Зольные угли	Угольного вещества больше минерального Минерального вещества больше угольного	Глинистые угли Карбонатно-мергелистые угли Гумусовые карбонатно-мергели- стые глины

структуры, например детрит-ксилитовый уголь или ксилодетритовый уголь. Эта классификация распространяется на торф, землистый и твердый бурый угли. Стадии изменения органического вещества углей О. Малан фиксирует соответственно приставками «хеми», «орто» и «мета».

В классификации Э. Зонтаг и Б. Преусса группы литотипов выделены по макротекстуре, например: слоистые угли, неслоистые угли. Таксономическая единица «литотип» устанавливается по макроструктуре, например: неслонстый ксилитовый уголь, слоистый зольный уголь. По цвету и степени гёлефикации выделены виды литотипов, которые в конечном итоге преобретают следующую терминологию: неслоистый ксилитовый желтый уголь, неслоистый ксилитовый желтый уголь гелефицированный, слоистый уголь бурый, гелефицированный и т. д. В результате длительной и оживленной дискуссии за основу для опубликования был принят текст классификации литотипов Х. Якоба.

Таким образом, в результате работы комиссии было достигнуто единство понимания и унифицирована терминология для ряда мацералов бурых и каменных углей. Этот успех в работе комиссии позволяет глубже проникать в суть вещественного состава ископаемых углей и значительно уточнить пути их использования в народном хозяйстве.

Аналитическая комиссия (президент Х. Хагеманн — Hagemann, ФРГ). На заседании этой комиссии рассмотрены подготовленные для опубликования в приложении ко 2-му изданию Международного словаря по петрологии углей тексты с характеристиками мегодов: 1) флюоресцентная микроскопия и фотометрия; 2) метод определения цвета органического вещества в проходящем и отраженном свете. Оба текста с небольшими редакционными замечаниями были приняты к печати. При обсуждении была показана эффективность этих методов для диагностики органического вещества различной природы и происхождения.

Комиссия по использованию данных петрологии в практике коксования (президент М. Т. Маковская — Mackowsky, ФРГ). На заседании комиссии обсуждали причину хорошей коксующейся способности австралийских углей, в вещественном составе которых содержится до 40% инертинита. Для объяснения этого необычного явления некоторые исследователи, как отмечала в докладе М. Т. Маковская, указывали, что инертинит в этих углях в большей своей массе не инертен, а активен, так как его отражательная способность мало отличается от характерной для витринита. Однако проведенные членами комиссии исследования отражательных способностей инертинита и витринита австралийских углей не подтвердили эту гипотезу. Было выяснено, что величина отражательной способности инертинита 0,1-0,2%. выше, чем У витринита, на Ha основании этих данных было сделано заключение, что инертинит в австралийских углях, как обычно, инертен при коксовании и не размягчается при прохождении пластической зоны. Это подтвердили исследования Р. И. Маршала, Д. С. Гольдринга (Marschal, Goldring, Англия) и М. Т. Маковской, свидетельствующие об одинаковом содержании инертинита в коксе и в образцах австралийского угля, а также о близких величинах отражательных способностей инертинита угля и инертинита, сохранившегося в коксе.

Необычно хорошую коксующуюся способность австралийских углей М. Т. Маковская объясняет тесным срастанием инертинита и витринита и значительной его распыленностью при малой величине включений. Данные травления показывают, что витринит, соединенный с инертинитом, оказывается представленным десмоколлинитом и гелоколлинитом, а изолированный — телоколлинитом. Английские исследователи указали на большую флюидальность витринита австралийских углей по сравнению с европейскими той же стадии углефикации. Они также отметили, что австралийские угли при коксовании образуют большое число мелких пор, что увеличивает крепость кокса по сравнению с тем, когда образуется мало пор, но крупных, при коксовании обычных углей. Продолжительная и оживленная дискуссия по вопросу коксования австралийских углей закончилась решением о необходимости дальнейшего исследования подобных углей для выяснения причины их необычного поведения в процессе коксования. Разрешение этого вопроса позволит расширить базу коксующихся углей за счет использования в коксовой промышленности углей типа австралийских.

Комиссия по использованию данных петрологии углей в геологии (президент Б. Альперн — Аlpern, Франция). На заседании комиссии Н. Бостик (Bostik, США) доложил результаты петрографического состава рассеянного в породах органического вещества и измерений отражательной способности витринита четырех проб породы (миоцен, штат Луизиана, США), залегающих в разрезе на разных глубинах и содержащих 0,1—1,1% органического вещества. Одна проба была представлена углем из Пенсильванского бассейна.

Исследования в различных лабораториях мира по каждой пробе показали, что при прочих равных условиях величины отражательной способности органического вещества, рассеянного в породе, оказались в достаточной мере различными. Так, крайние значения отражательной способности по пробе «Мод 6» достигают, например, 19%¹, по пробе «Мод 7» — 29%. Результаты измерения отражательной способности витринита в угле получились достаточно сходными. Столь существенные расхождения величин отражательной способности рассеянного органического вещества, измеренные различными учеными, объясняются прежде всего отсутствием диагностических признаков, характеризующих тот или иной тип рассеянного органического вещества и его петрографический состав. Данные флюоресцентного анализа показали присутствие в пробах органического вещества гумусового и битумного рядов. В связи с этим обсуждение результатов исследования было направлено на решение вопросов, касающихся выявления петрографических признаков рассеянного органического вещества, его генезиса и разработки генетической классификации.

Одновременно обсуждались вопросы относительно методов выделения органического вещества из пород в чистом и неизмененном виде с целью изучения его химического состава и структуры. По предложению П. П. Тимофеева, было принято решение о необходимости использования метода литолого-фациального анализа при изучении осадков и осадочных толщ, содержащих рассеянное органическое вещество. Данные этого анализа, подчеркнул П. П. Тимофеев, помогут правильно интерпретировать полученные результаты исследования, раскроют генезис органического вещества пород и позволят наметить пути его классификации. Решение этих вопросов даст возможность определить палеотемпературу образования нефти и газа, стадий катагенеза осадочных пород по величине отражательной способности органического вещества и помочь в разработке теории генезиса нефти. Для выполнения поставленных задач будет проведено исследование в различных лабораториях мира ряда образцов с концентрированным и рассеянным органическим веществом гумусового и сапролитового рядов морских и континентальных толщ.

На заключительном пленарном заседании комиссий решались общие и организационные вопросы.

Р. Ноель сообщил о кончине Р. Потонье (Potonie, ФРГ) и В. С. Яблокова (СССР). Он кратко рассказал о их деятельности и роли в развитии работ комиссий Международного комитета по петрологии углей.

Оживленно обсуждался вопрос о новой структуре Международного комитета по петрологии углей. Б. Альперн предложил в составе Международного комитета по петрологии углей выделить три комиссии: 1) каменноугольную, 2) буроугольную, 3) по рассеянному органическому веществу. Каждая комиссия может быть подразделена на три подкомиссии: а) номенклатурную, б) аналитическую, в) прикладного значения.

П. П. Тимофеев предложил другую структуру Международного комитета по петрологии углей, которая способствовала бы решению вопросов генезиса углей. В ведении комитета должно быть две комиссии: 1) по генезису углей, 2) прикладного значения. В составе комиссии по генезису углей две подкомиссии: а) номенклатурная, б) аналитическая. Каждая из подкомиссий имеет три рабочих группы: а) каменноугольную, б) буроугольную, в) по рассеянному органическому веществу. Комиссия прикладного значения должна состоять из двух подкомиссий: а) по использованию данных петрологии углей в геологии, б) по использованию данных петрологии углей в практике коксования.

Большинство участников заседания голосовали за предложение П. П. Тимофеева. По мнению многих членов комиссий, эта структура отвечает требованию современного этапа развития наук об угле и нефти, ибо решение вопросов генезиса этих полезных ископаемых является основополагающим для развития теоретических аспектов нефтяной и угольной геологии.

На заседании комиссии были объявлены результаты предварительных выборов должностных лиц Международного комитета по петрологии углей. Наибольшее количество очков из баллатировавшихся на пост президента комитета получили М. Т. Маковская (45) и Б. Альперн (43), секретаря комитета — Д. Марчисон (Murchison, Англия) (83), президента комиссии по бурым углям — М. Тайхмюллер (84).

Геологический институт АН СССР Москва

Дата поступления 3.VII.1975

 $^{^{1}} R_{max} \% \times 100.$

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. К. ЛИСИЦИН, О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ, П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора)

ŧ.

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), G. K. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. K. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief)

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

Технический редактор Е. И. Гришина

Сдано в набор 2/XII-1975 г. Т-03423 Подписано к печати 26/I-1976 г. Тираж 1320 экз. Зак. 4770 Фермат бумаги 70×108¹/16. Бум. л. 5¹/2 Усл. печ. л. 15,4+1 вкл. Уч.-изд. листов 17,3

2-я типография издательства «Наука», Москва, Шубинский пер., 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» Готовятся к печати:

Гречин В. И. МИОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ (СЕДИМЕНТАЦИЯ И КАТАГЕНЕЗ). Труды Геологического института. Вып. 282, 12 л. 1 р. 20 к.

В книге характеризуются состав, строение, условия накопления и катагенетические преобразования третичных туфовокремнистых комплексов. Наибольшее внимание уделено кремнезему. Детально описаны разрезы, основные типы пород и породообразующих компонентов. Установленные на примере мисценовых отложений Западной Камчатки закономерности характерны для всех молодых туфово-кремнистых комплексов периферии северной части Тихого океана. Тип осадконакопления в мисцене был близок к седиментации в современных окраинных морях этого региона.

ЛИТОЛОГИЯ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. 20 л. 2 р.

Сборник содержит материалы по литологическим закономерностям размещения фосфорнтовых месторождений и условиям их образования в геосинклинальных и платформенных областях. Освещены условия размещения и классификация фосфоритов в пределах океанов и морей. Рассмотрены геохимические особенности их изучения, включая физические. Определены пути и способы использования литологических исследований для прогнозных и поисковых работ.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ И ЛИТОГРАФИЯ НЕФТИ. 8 л. 80 к.

В сборнике излагаются результаты литолого-палинологических исследований по миграции нефти и материалы по изучению состава, структуры и условий формирования пород-коллекторов в терригенных и карбонатных отложениях Волго-Уральской, Тимано-Печорской, Прибалтийской, Западно-Сибирской и Ангаро-Ленской нефтегазоносных областей. Показана зависимость пористости глин от текстурных преобразований. Приводятся результаты использования сканирующего электронного микроскопа для изучения аутигенных минералов в порах.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

117464 МОСКВА, В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

197110 ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 277012 Кишинев, ул. Пушкина, 31; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; 199164 Ленинград, Университетская наб., 5; 199004 Ленинград, 9 линия, 16; 103009 Москва, ул. Горького, 8; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 630076 Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700029 Ташкент, ул. 50 лет Узбекистана 11; 700029 Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450075 Уфа, Коммунистическая ул., 49; 450075 Уфа, проспект Октября, 129; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.