

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1

1988

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Хрусталева Ю. П.</i> Редкоземельные элементы в донных осадках Азовского моря	3
<i>Николаев В. Г.</i> Строение подводных конусов выноса на примере оз. Байкал	14
<i>Хосьян Р. Д.</i> Некоторые закономерности распределения донных песчаных микроформ в береговой зоне моря	21
<i>Савенко В. С.</i> Роль золотого терригенного материала в осадкообразовании	29
<i>Ципурский С. И., Ивановская Т. А.</i> Кристаллохимия глобулярных слоистых силикатов	41
<i>Спориных Л. В., Белоусов В. Д., Петроченков А. А.</i> Строение элювиально-склоновых россыпей Вьетнама в связи с особенностями литогенеза тропической зоны	50
<i>Сафронов В. Т., Горощенко Г. Л.</i> Углеродистые породы свиты хирвиनावолок (Северная Карелия)	55
<i>Саргаскаев Ж. С.</i> Условия образования кокжотской серии Каратау (Казахстан)	70
<i>Буяковский Л. А., Джеванишир Р. Д., Хеиров М. Б., Алиев Р. Ю.</i> Постседиментационные преобразования среднеплиоценовых глин Южно-Каспийской впадины	82
<i>Валасис А. Г., Горностай Б. А., Казак А. П.</i> Расчленение зональных метаморфических комплексов докембрия по ассоциациям кластогенных акцессорных минералов	93
<i>Ильинская М. Н.</i> Вторичные преобразования основных вулканических стекол в щелочных базальтоидах чанчарской свиты (Южный Урал)	101
<i>Гайдаров Г. М.</i> Проницаемость пластов на больших глубинах как определяющий фактор их нефтегазоносности	108

Краткие сообщения

<i>Штеренберг Л. Е., Покровская Е. В., Салынь А. Л.</i> К методике определения количественных соотношений марганцевых минералов в железомарганцевых конкрециях	121
<i>Батушин Г. Н.</i> О содержании и распределении урана в осадках Черного моря	123

Методика

<i>Бетелев Н. П., Кулачкин Б. И.</i> Сравнительные измерения содержания C_{org} и CO_2 карбонатов различными методами	128
---	-----

Хроника

✓ <i>Тимофеев П. П., Ильин А. В.</i> На XII Международном седиментологическом конгрессе	134
<i>Зарицкий П. В., Головенко В. К.</i> V Всесоюзная научная конференция «Конкреции и конкреционный анализ докембрия»	136
<i>Сафарова С. А., Еремеев В. В.</i> VII Всесоюзная школа по морской геологии	138
<u>Георгий Федорович Рожков</u>	141
К сведению авторов	142

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

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

1

JANUARY — FEBRUARY

1988

CONTENTS

<i>Khrustalev Yu. P.</i> Rare-earth elements in bottom sediments of the Azov Sea . . .	3
<i>Nikolaev V. G.</i> The structure of submarine fans exemplified by the Baikal lake . .	14
<i>Kos'yan R. D.</i> Some regularities of the distributon of bottom psammitic microforms in the Sea coastal zone . . .	21
<i>Savenko V. S.</i> The role of eolian terrigenous material in sedimentation . . .	29
<i>Tsipursky S. I., Ivanovskaya T. A.</i> Crystallochemistry of globular stratified silicates .	41
<i>Sporykhina L. V., Belousov V. D., Petrochenkov A. A.</i> The structure of eluvial-slope placers of Vietnam in connection with peculiarities of the tropical zone litho- genesis . . .	50
<i>Safronov V. T., Goroshchenko G. L.</i> Carbonaceous rocks of the Khirvinavolok suite (North Karelia) . . .	55
<i>Sargaskaev Zh. S.</i> The conditions of the Kokzhot series formation in Karatau (Kazakhstan) . . .	70
<i>Buryakovsky L. A., Dzhevanshir R. D., Kheirov M. B., Aliyarov R. Yu.</i> Post-sedi- mentary transformation of middle Pliocene clays of the South Caspian de- pression . . .	82
<i>Valasis A. G., Gornostay B. A., Kazak A. P.</i> Division of Precambrian zonal meta- morphic assemblages according to accessory clastic minerals associations . . .	93
<i>Ilyinskaya M. N.</i> Sesondary transformations of the main volcanic glass in alkaline basaltoids of the Chanchar suite (South Urals) . . .	101
<i>Gaidarov G. M.</i> Permeability of layers at great depth as a decisive factor of oil and gas occurrence in them . . .	108

In Brief

<i>Shterenberg L. E., Pokrovskaya E. V., Salyn' A. L.</i> On the methods of definition of the quantitative ratio between manganese minerals in ferromanganese nodules . .	121
<i>Baturin G. N.</i> On the content and distribution of uranium in sediments of the Black Sea . . .	123

Methods

<i>Betelev N. P., Kulachkin B. I.</i> Comparative measurements of C_{org} and CO_2 content in carbonates by different methods . . .	128
--	-----

News

<i>Timojeev P. P., Ilyin A. V.</i> The XII International Sedimentological Congress . . .	134
<i>Zaritsky P. V., Golovenok V. K.</i> V All-Union Scientific Conference «Nodules and Nodule Analysis of the Precambrian» . . .	136
<i>Safarova S. A., Ereemeev V. V.</i> VII All-Union School on Marine Geology . . .	138

Georgiy Fedorovich Rozhkov

141

For the authors information

142

УДК 550.4 : 551.35(262.54)

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ДОННЫХ ОСАДКАХ АЗОВСКОГО МОРЯ

ХРУСТАЛЕВ Ю. П.

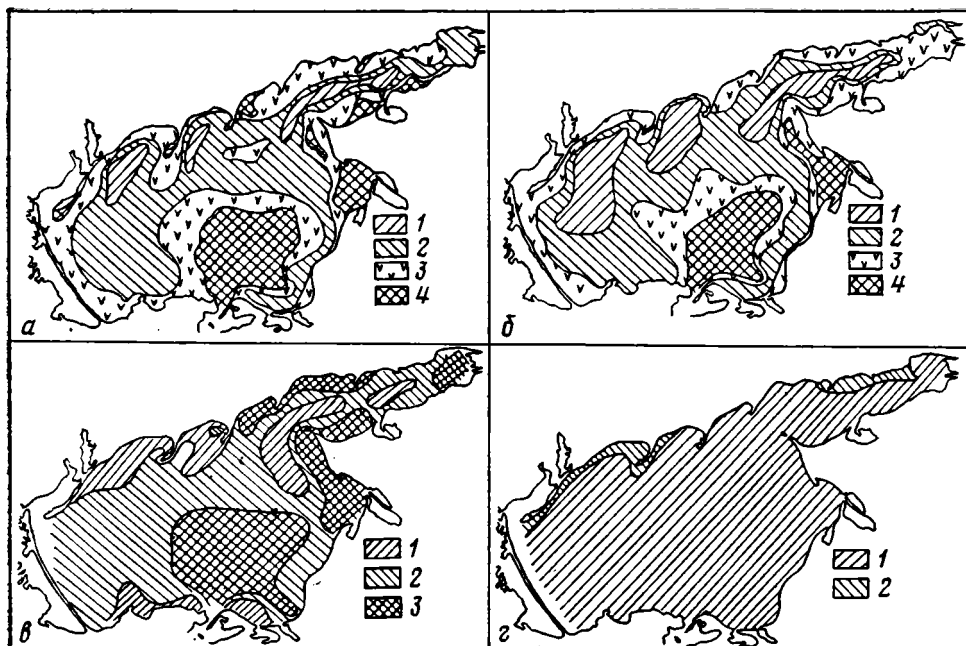
Выявлены основные особенности накопления редкоземельных элементов и процессы, обуславливающие их распределение в различных литологических типах донных осадков Азовского моря. Установлено, что наиболее обогащены донные отложения прибрежной полосы и халистатической зоны. В результате на гранулометрическом профиле наблюдаются два пика максимальных значений: один приурочен к мелкозернистым пескам пляжа, другой — к глинистым илам глубоководной области. Показана ведущая роль в распределении редкоземельных элементов гидродинамического режима и биоса.

Закономерности распределения редкоземельных элементов в донных отложениях внутриконтинентальных морей практически не изучены, несмотря на то, что они представляют огромный интерес для выяснения ряда вопросов геохимии седиментогенеза. Задача настоящей работы — выявить основные особенности накопления и процессы, обуславливающие распределение РЗЭ в различных литологических типах осадков Азовского моря. Геохимия седиментогенеза в этом водоеме представляет особый интерес в силу уникальности природных условий осадконакопления. Так, в отличие от других внутриконтинентальных морей, ограниченная связь с Мировым океаном, большой приток пресных вод предопределили своеобразный гидрохимический режим: низкую минерализацию, ее неоднородность, возникающую из-за асимметричного расположения основных водных артерий, специфический ионный состав. Кроме того, внутриконтинентальное положение моря обуславливает краткое и долговременное изменения гидрохимических параметров под влиянием климатических условий, складывающихся на водосборных площадях. По существу Азовское море живет своей обособленной жизнью, не связанной непосредственно с океаном, а геохимические процессы, происходящие в нем, характеризуются определенным своеобразием.

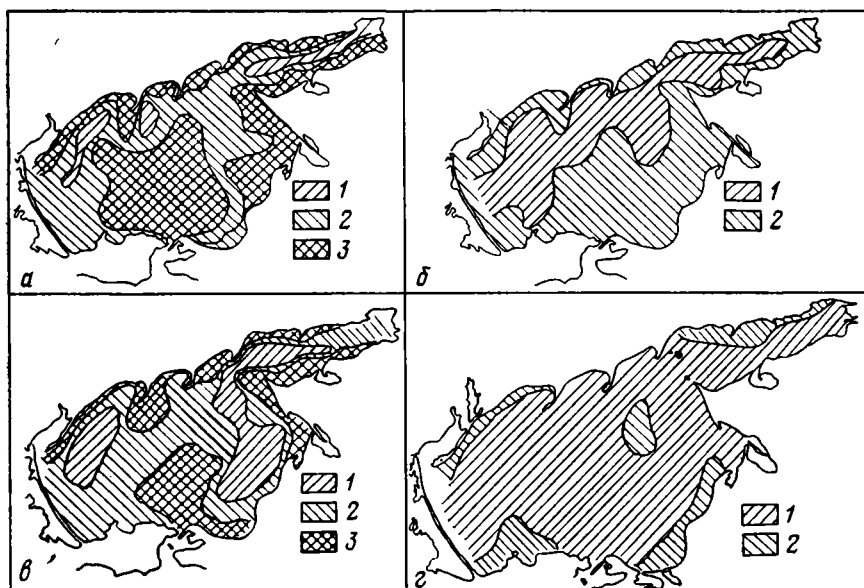
Материалом послужили 92 пробы донных и пляжевых отложений, равномерно отобранные на акватории водоема. Редкоземельные элементы определяли методом распределительной хроматографии на бумаге в лаборатории кафедры геохимии Ростовского университета.

Содержание суммы РЗЭ в осадках Азовского моря колеблется в широких пределах — от аналитического нуля до 0,071 %. Обращает на себя внимание тот факт, что наиболее обогащены донные отложения прибрежной полосы и халистатической зоны (фиг. 1—3). Между ними расположена территория, где осадки обеднены редкоземельными элементами. На гранулометрическом профиле можно наблюдать также два типа максимальных значений: один приурочен к мелкозернистым пескам пляжа и крупным алевритам, другой — к глинистым илам глубоководных областей (фиг. 4, табл. 1). Но и в пределах этих литологических типов, особенно песков, изменение концентраций для различных участков моря достаточно велико. Колебания обусловлены в основном двумя факторами: вещественным составом поступающего обломочного материала и интенсивностью процессов механической дифференциации [20].

Осадочное вещество в Азовское море поступает в основном в результате абразии пород, слагающих берега и дно, и аллювия рек Дона и Кубани [16, 17]. Вынос значительного количества тонкозернистого материала способствует образованию на большей части водоема преиму-

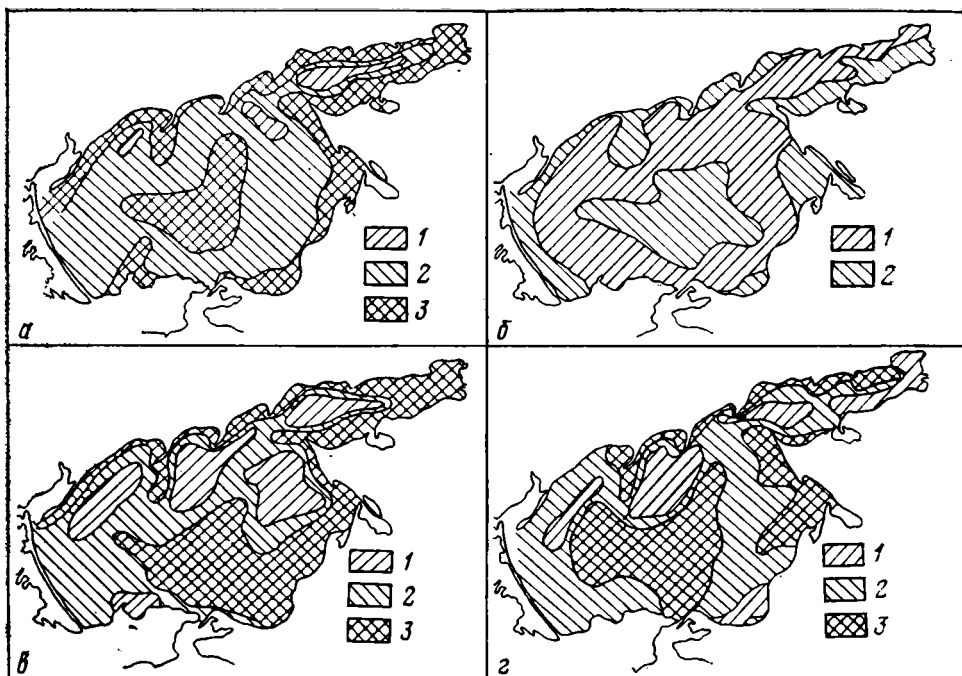


Фиг. 1. Распределение элементов в донных отложениях Азовского моря (в пересчете на бескарбонатное вещество)
 а — редкоземельных элементов, $10^{-3}\%$ (1 — <1 ; 2 — 1—5; 3 — 5—10; 4 — >10);
 б — легких лантаноидов, $10^{-3}\%$ (1 — <1 ; 2 — 1—3; 3 — 3—5; 4 — <5); в — средних лантаноидов, $10^{-3}\%$ (1 — <1 ; 2 — 1—2; 3 — >2); г — тяжелых лантаноидов, $10^{-5}\%$ (1 — <2 ; 2 — >2)

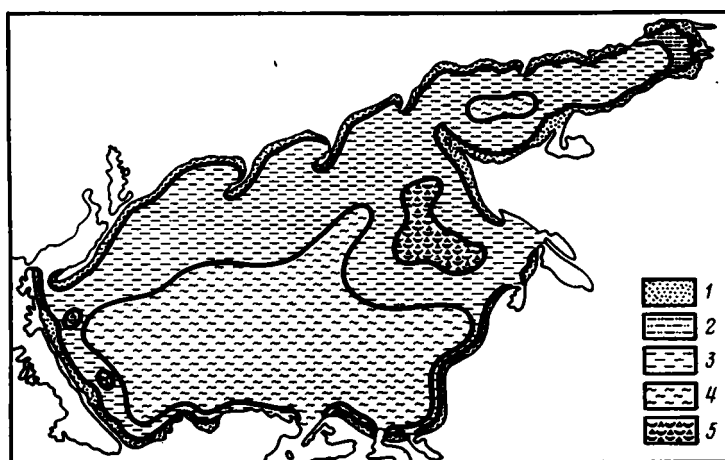


Фиг. 2. Распределение элементов в донных отложениях Азовского моря (в пересчете на бескарбонатное вещество), $10^{-3}\%$:
 а — лантана (1 — $<0,5$; 2 — 0,5—1,0; 3 — $>1,0$); б — церия (1 — $<1,5$; 2 — $>1,5$);
 в — празеодима (1 — $<0,25$; 2 — 0,25—0,50; 3 — $>0,50$); г — Ce/La (1 — <2 ; 2 — >2)

щественно глинистых и мелкоалевритовых илов. Крупнозернистые фракции поступают крайне ограниченно и формируют отложения прибрежной зоны. Процесс механической дифференциации находит свое выражение в разделении терригенного материала не только по размерности, но и по удельному весу. В результате на отдельных участках пля-



Фиг. 3. Распределение элементов в донных отложениях Азовского моря (в пересчете на бескарбонатное вещество), 10^{-3} %:
 а — неодим (1 — $<0,5$; 2 — $0,5-1,0$; 3 — $>1,0$); б — самария (1 — $<0,5$; 2 — $>0,5$); в — гадолиния (1 — $<0,25$; 2 — $0,25-0,50$; 3 — $>0,50$); г — диспрозия (1 — $<0,25$; 2 — $0,25-0,50$; 3 — $>0,50$)



Фиг. 4. Распределение основных литологических типов донных отложений Азовского моря
 1 — песок; 2 — крупный алеврит; 3 — мелкоалевритовый ил; 4 — глинистый ил; 5 — ракушняк

жа, характеризующихся активной гидродинамической обстановкой и поступлением значительного объема песчаной фракции при размыве береговых пород, концентрируются тяжелые минералы — носители редкоземельных элементов (гранат, монацит, циркон и др.). Содержание редких земель в цирконе прибрежно-морских отложений колеблется от 0,38 до 0,60 %, в монаците — от 25,8 до 30,95 % [22]. Не случайно поэтому экстремальные значения редкоземельных элементов зафиксированы в пляжевых осадках, образующихся после сильных штормов. Часто на поверхности таких отложений можно наблюдать шлик черно-красного цвета, обусловленного скоплением граната и ильменита. На других

Таблица 1

Содержание редкоземельных элементов в различных литологических типах донных осадков Азовского моря, 10^{-4} % (в пересчете на бескарбонатное вещество)

Тип осадка	Число проб	La	Ce	Pr	La—Pr	Nd	Sm	Gd	Y+Tb	Dy	Nd+Dy	Er	Yb	Er—Ho	ΣРЗЭ	ΣCe/ΣY
Глинистые илы	21	10,2	17,7	5,0	32,9	12,8	6,3	7,9	5,8	3,8	36,6	0,06	—	0,06	69,6	6,2
Мелкоалевритовые илы	47	8,3	14,0	3,7	26,0	9,8	4,8	4,3	6,0	2,5	27,4	0,04	0,01	0,05	53,4	5,2
Крупные алевриты	5	10,9	21,4	3,1	35,4	10,6	2,7	3,0	6,4	3,0	25,7	0,9	0,8	1,7	62,8	5,1
Мелкозернистые пески	7	26,6	49,4	4,9	80,9	19,1	5,3	3,7	7,0	0,1	35,2	0,03	0,03	0,12	116,2	15,1
Без учета аномальных значений	6	2,5	4,1	1,5	8,1	2,4	0,2	0,2	0,3	0,1	3,2	0,03	0,05	0,08	11,4	22,7
Среднезернистые пески	7	6,9	11,0	1,1	19,8	5,0	1,8	1,6	2,1	1,1	11,6	—	—	—	31,4	8,8
Ракушняки	5	22,4	22,7	5,2	50,4	17,9	5,9	7,8	11,3	2,2	45,1	—	—	—	95,5	6,1

Таблица 2

Состав суммы РЗЭ в современных осадках и осадочных породах

Осадки, породы	Редкоземельные элементы, % (от суммы)											ΣCe/ΣY	Источник
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu+Gd	Tb+Y	Dy	Ho	Er	Yb		
Глины	17,8	35,1	4,7	16,8	3,9	4,1	13,2	2,0	—	1,4	1,1	4,7	[11]
Русской платформы *	20,5	40,4	5,4	19,4	4,5	4,7		2,3	—	1,6	1,3	—	
Глинистые илы Азовского моря	14,7	25,4	7,2	18,4	9,1	11,4	8,3	5,4	—	0,1	—	6,2	Наши данные
	16,0	27,7	7,8	20,1	10,0	12,4		5,9	—	0,1	—	—	
Илы	17,9	35,6	4,6	17,2	3,2	3,2	15,0	1,5	0,2	0,8	0,6	4,5	[14]
Черного моря	21,0	41,9	5,4	20,2	3,8	3,8		1,8	0,2	1,0	0,7	—	
Глинистые илы Тихого океана (красные глины)	14,3	32,1	4,1	16,4	3,0	4,0	22,0	0,9	0,3	1,4	1,3	2,9	[14]
	18,3	41,1	5,2	21,5	3,8	5,1		1,1	0,4	1,8	1,6	—	

Примечание. Первое значение — сумма РЗЭ, включая Y, второе — без Y.

* Данные пересчитаны Л. С. Фоминой, И. И. Волковым [14].

участках, где содержание тяжелых минералов невелико и пляжевые осадки представлены в основном кварцем, полевыми шпатами и обломками горных пород, содержание РЗЭ минимально. Именно процессами минералогической дифференциации обусловлены значительные колебания концентраций и экстремальные значения редкоземельных элементов в прибрежно-морских отложениях Азовского моря.

На содержание РЗЭ на пляжах и подводном склоне существенно влияет вещественный состав размываемых пород, являющихся по существу основным источником терригенного материала береговой зоны. Обычно в прибрежно-морских отложениях южной части моря концентрация редкоземельных элементов ниже, чем в северной. В районе Керченского полуострова абрадируются преимущественно известняки, мергели, содержащие ограниченное количество минералов тяжелой подфракции и особенно минеральных видов, в состав которых входят редкоземельные элементы. В северной части моря размываются неогеновые и палеогеновые пески, глины аллювиального и морского генезиса, накопление которых связано с разрушением кристаллических пород Украинского щита. В результате поступление в прибрежную зону терригенного материала вследствие абразии этих пород, особенно песков, предопределяет возможность образования пляжевых отложений с повышенным количеством граната, монацита, циркона и других содержащих редкие земли минералов [17]. На участках размыва скифских глин и лёссовидных суглинков концентрация РЗЭ обычно значительно ниже.

Таким образом, сочетание интенсивного гидродинамического режима и поступления терригенного материала, характеризующегося повышенной концентрацией минералов тяжелой фракции, приводит к локальному обогащению прибрежно-морских отложений редкоземельными элементами. И как следствие — максимальные значения РЗЭ зафиксированы на пляжах интенсивно размываемых берегов, сложенных терригенными породами. Пески, крупные алевриты береговой зоны других участков, для которых свойственна относительно спокойная гидродинамическая ситуация, обеднены редкоземельными элементами.

Второй максимум повышенной концентраций редкоземельных элементов приурочен к глинистым илам халистатической зоны Азовского моря. В отличие от прибрежно-морских отложений, здесь РЗЭ распределяются по площади водоема относительно равномерно. И только на участке, прилегающем к Керченскому проливу, содержание их заметно возрастает. Аналогичное распространение в осадках РЗЭ, органического углерода, аморфного кремнезема и пелитовых фракций наводит на мысль о том, что определенная роль в концентрировании редкоземельных элементов в тонкозернистых отложениях принадлежит биосу, и прежде всего фитопланктону, а также процессам сорбционного извлечения их пелитовыми частицами. Реальность подобного обогащения донных осадков халистазы подтверждается также увеличением доли средних лантаноидов (см. табл. 1), входящих преимущественно в сорбированный комплекс морской взвеси [1], повышенной концентрацией в ракушнях (в пересчете на бескарбонатное вещество), особенно на участке, расположенном вблизи Ейского полуострова (см. фиг. 1, в).

Имеющиеся литературные сведения о сорбции РЗЭ глинистыми минералами достаточно противоречивы, но все они свидетельствуют об избирательном характере. По данным В. В. Щербины [23], глинистые минералы лучше адсорбируют легкие РЗЭ, чем тяжелые. Согласно экспериментам, гидрослюда и каолинит аккумулируют лантан в меньшей степени, чем диспрозий и гадолиний [24]. На дифференцированный характер адсорбции глинистыми минералами редкоземельных элементов указывали Ю. А. Балашов, Ю. П. Гириш [2], по мнению которых легкие РЗЭ максимально аккумулируются каолинитом, средние — хлоритом, гидрослюдой, средние и тяжелые — монтмориллонитом. Бесспорно, что интенсивность сорбции глинистыми минералами и их избирательная способность определяются не только минеральным составом, но и природными условиями седиментогенеза. Принимая во внимание, что состав

глинистых минералов осадков Азовского моря меняется незначительно по акватории (представлены они в основном гидрослюдой с незначительной примесью хлорита, каолинита, монтмориллонита), роль их во фракционировании РЗЭ, по-видимому, невелика [19], но зато значительно участие тонкопелитовой фракции в аккумуляции редкоземельных элементов в донных отложениях. И не случайно поэтому существует определенная связь между количеством тонкопелитового материала и концентрацией РЗЭ в осадках Азовского моря. Полученные данные свидетельствуют о том, что для глинистых отложений водоема характерно обогащение средними лантаноидами: ниодимом, самарием, гадолинием, диспрозием, а также празеодимом (см. табл. 1). На преимущественную сорбцию средних и тяжелых лантаноидов по сравнению с легкими (для глинистых минералов) указывают также данные экспериментальных исследований [24]. Приведенные сведения свидетельствуют о том, что средние лантаноиды активнее сорбируются и прочнее связываются субколлоидной фракцией, чем легкие. Определенное влияние на интенсивность сорбционных процессов, по-видимому, оказывает солевой режим моря. Поэтому наиболее обогащены редкоземельными элементами глинистые илы предпроливной части, характеризующиеся повышенной минерализацией водной толщи в результате постоянного поступления черноморских вод (см. фиг. 1, в).

Концентрирование редкоземельных элементов в тонкозернистых осадках происходит также в результате биогеохимических процессов. Водоросли активно потребляют, а их остатки интенсивно адсорбируют РЗЭ. Как показали исследования, среднее содержание лантана в фитопланктоне преимущественно диатомового состава достигает 0,0025%, иттрия — 0,002, иттербия — 0,001%, что значительно выше их концентрации в глинистых илах. Захоронение остатков водорослей сопровождается, как правило, обогащением донных отложений, а их разложение является одним из основных источников РЗЭ при диагенезе.

Кроме биологического усвоения и накопления в тканях часть элементов активно сорбируется на поверхности планктона и его детрита. Проведенные эксперименты подтверждают значительную роль сорбции биогенным детритом из раствора церия [4]. В процессе эксперимента извлекается из морской воды более половины растворенного элемента.

Донные осадки Азовского моря характеризуются незначительным количеством или полным отсутствием тяжелых редкоземельных элементов. Они встречаются на локальных участках, тяготея в основном к прибрежно-морским и пляжевым отложениям и образуя максимальные скопления в крупных алевроитах подводного склона, где обычно тяжелая подфракция обогащена цирконом. В мелкоалевровитовых и глинистых илах, ракушнях, среднезернистых песках тяжелые лантаноиды, как правило, не обнаруживаются (см. фиг. 1, г). Такое разделение по особенностям состава РЗЭ указывает на существование интенсивной минералогической дифференциации и на приуроченность тяжелых лантаноидов к циркону, монациту, гранату. На значительное содержание их в азовских монацитах указывают Е. Ф. Шнюков с соавторами [22].

Описанные закономерности распределения редкоземельных элементов в донных отложениях Азовского моря несколько видоизменяются в областях развития биогенных карбонатных осадков. Принято считать, что карбонатный материал является своего рода разбавителем, уменьшающим содержание химических элементов в морских осадках. Как было показано Э. А. Остроумовым [8], Ю. А. Балашовым и др. [3], карбонатные отложения и породы значительно обеднены редкоземельными элементами по сравнению с глинистыми илами и аргиллитами. Существует и другая точка зрения, согласно которой биогенная карбонатная компонента является дополнительным источником РЗЭ в океанских осадках [6, 7]. По-видимому, этот вывод правомерен и для геохимии редкоземельных элементов Азовского моря. Как показали исследования, в ракушнях (в натуральном осадке) содержание редкоземельных элементов значительно ниже, чем в глинистых илах (0,0026 и 0,0042% со-

ответственно). Однако при пересчете на бескарбонатное вещество оказывается, что среднее содержание их в карбонатных осадках в 1,5 раза выше, чем в терригенных (см. табл. 1). Все это свидетельствует об активном участии бентических организмов в распределении редкоземельных элементов в донных отложениях Азовского моря. По своему составу РЗЭ ракушняка отличаются от РЗЭ терригенных отложений относительным обогащением лантаном, иттрием, турбуцием и обеднением церием. По-видимому, это является характерной особенностью состава РЗЭ морских осадков аридной зоны. На дефицит церия в аридных карбонатных породах указывали А. Б. Ронов, Ю. А. Балашов, А. А. Мигдиков [11, 12], рассматривая геохимию редкоземельных элементов в осадочном цикле.

Биогенные компоненты влияют не только на содержание, но и на состав РЗЭ. Причем это влияние осуществляется как путем захоронения редкоземельных элементов совместно с остатками пластинчатожабберных моллюсков, так и с продуктами их жизнедеятельности. Осевшие на дно пеллеты обогащены органическим веществом по сравнению с осадками субстрата, на котором живут моллюски [21]. Бесспорно, это усиливает адсорбционные процессы, что также способствует обогащению донных отложений.

Особенностью состава редкоземельных элементов осадков Азовского моря является преобладание средних лантаноидов в мелкозернистых разновидностях: глинистых и мелкоалевритовых илах. Приуроченность средних лантаноидов к морским фациям, образовавшимся в различных климатических зонах, отмечает и Ю. А. Балашов [1]. По его мнению, превалирование средних лантаноидов в морских отложениях обусловлено интенсификацией процессов химического разложения РЗЭ, вследствие чего подавляющая масса редкоземельных металлов, пройдя цикл выветривания, концентрируется в тонкозернистых гранулометрических фракциях. Подобный вывод, по-видимому, правомерен и подтверждается проведенными исследованиями распределения РЗЭ в мелкозернистых осадках Азовского моря.

Как видно из табл. 1, в крупнозернистых разновидностях донных отложений (крупные алевриты и пески) преобладают легкие лантаноиды. Образование крупных алевритов и песков происходит преимущественно в результате абразии пород, слагающих берега, т. е. осадочный материал поступает в береговую зону под действием физических процессов, не подвергаясь в настоящее время интенсивному химическому выветриванию. И как следствие — редкоземельные элементы тяготеют к таким минералам, как гранат, амфиболы, циркон, монацит.

По мнению Ю. А. Балашова [1], при переходе от континентальных фаций к морским растет относительное содержание средних лантаноидов, в меньшей степени — тяжелых, т. е. в континентальных отложениях преобладают легкие лантаноиды, в морских — средние. И действительно, в составе редкоземельных элементов красных глин и других литологических типах осадков океана ведущее место занимают средние лантаноиды [6, 13]. Из приведенного материала очевидно, что в распределении РЗЭ в донных отложениях Азовского моря сочетаются черты, свойственные обеим охарактеризованным выше группам фаций. Это проявляется в преобладании средних лантаноидов в тонкозернистых осадках и средних — в крупных алевритах и песках. Что касается причин, порождающих подобное распределение РЗЭ в донных отложениях водоема, то они достаточно очевидны. Это внутриконтинентальное положение, малые размеры и мелководность. Именно благодаря этим природным факторам прибрежно-морские пески и крупные алевриты несут как бы ту информацию по составу РЗЭ, которая свойственна продуктам абразии берегов (лёссовидным суглинкам) и аллювиальному материалу, т. е. континентальным фациям. Морские условия седиментогенеза проявляются в приуроченности средних лантаноидов к мелкоалевритовым и глинистым илам. Таким образом, можно сделать вывод о том, что распределению редкоземельных элементов в осадках Азовского моря свой-

ственные черты, присущие как континентальным фациям, так и морским. Не следует забывать о том, что подобное распределение и состав редкоземельных элементов прекрасно согласуются с современными представлениями о геохимическом поведении РЗЭ при химическом выветривании горных пород. Согласно представлениям Ю. А. Балашова [1], основной итог разделения редкоземельных элементов при выветривании состоит в относительном обогащении обломочного материала легкими лантаноидами и преобразованного комплекса (глинистых минералов) — средними.

Одной из особенностей состава и распределения редкоземельных элементов в донных отложениях Азовского моря являются высокая величина $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$. Диапазон вариации этого коэффициента от 5,1 в крупных алевритах до 22,7 в мелкозернистых песках, т. е. общий характер изменения состава РЗЭ в осадках водоема направлен в сторону обогащения их элементами цериевой подгруппы и резкого уменьшения содержания иттрия (см. табл. 1). Обычно в осадочных породах, современных морских и океанских осадках значение $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ находится в пределах от 2 до 4 и только в континентальных гумидных отложениях Русской платформы достигает значений 7,1 [1, 6, 13]. Принимая во внимание, что в самом водоеме не происходит существенной трансформации состава РЗЭ, а их распределение по основным литологическим типам донных отложений определяется в основном механическим функционированием, повышенные значения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ по сравнению с осадочными породами и океанскими осадками следует отнести за счет специфики химического состава пород водосборов.

Как известно, характерной чертой седиментационного баланса Азовского моря является преобладающая роль продуктов абразии берегов и дна в поступлении терригенного материала [16, 17]. Определения абсолютного возраста отобранных из пляжевых отложений циркона и монацита — основных минералов-концентраторов редкоземельных элементов — указывает на докембрийский их возраст [22]. Все это свидетельствует о том, что терригенные минералы, а следовательно, и обломочный материал неоднократно подвергались интенсивному химическому выветриванию и переотложению, предопределив частичное разделение редкоземельных элементов. Помимо эволюции состава РЗЭ при выветривании не меньшее значение имеет химический состав исходных пород (гранитов докембрия). Докембрийские граниты Приазовского кристаллического массива характеризуются цериевым составом редкоземельных элементов. Среднее содержание элементов цериевой подгруппы изменяется от 93,9 до 96,8%, что значительно выше, чем в осадочных породах [1, 10]. Только цериевым составом РЗЭ гранитов и разделением их при химическом выветривании и механической дифференциации можно объяснить высокие величины $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ в донных отложениях Азовского моря. В работе [22] на основании изучения изотопного возраста минералов показана ведущая роль Приазовского кристаллического массива как источника важнейших рудных минералов прибрежно-морских отложений не только Северного Приазовья, но и всей акватории Азовского моря.

При сравнении значений $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ в докембрийских гранитах и в различных литологических типах осадков водоема обращает на себя внимание следующий факт. В глинистых и мелкоалевритовых илах этот коэффициент несколько ниже, чем в гранитах, а в мелкозернистых песках значение его резко возрастает. По-видимому, при выветривании гранитов происходило фракционирование РЗЭ. Как было показано Е. К. Подпориновой, В. В. Бурковым [9], по групповому составу глинистые фракции коры выветривания по сравнению с валовыми пробами несколько обогащены ΣY и практически идентичны по ΣLa .

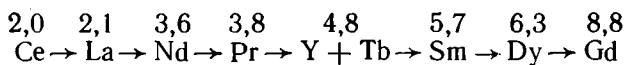
Не следует забывать о частичном поступлении редкоземельных элементов с твердым стоком рек Дона и Кубани. Общеизвестно, что терригенный материал этих рек формируется в основном за счет размыва осадочных пород, для которых величина $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ невелика. Так, для юрских

осадочных пород Русской платформы она не превышает 3,41, Скифской платформы — 4,21, а межгорных прогибов Малого Кавказа — 3,66 [12]. Бесспорно, низкие значения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ в этих породах сказываются на составе РЗЭ аллювия, а следовательно, и донных отложений Азовского моря. Это выражается в уменьшении концентрации элементов цериевой подгруппы и увеличении иттриевой. Особенно рельефно влияние различных источников поступления терригенного материала проявляется на распределении диспрозия. Как видно на фиг. 3, г, максимальные концентрации элемента отмечаются в осадках прибрежного мелководья в северной части Азовского моря, тем самым указывая на поступление с обломочным материалом при размыве береговых пород. В то же время в донных отложениях предустьевых областей рек Дона и Кубани содержание диспрозия минимально. По-видимому, аллювий этих рек беден этим элементом.

Таким образом, анализ величин $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ в донных отложениях Азовского моря свидетельствует о том, что состав редкоземельных элементов в значительной мере определяется вещественным составом материнских пород, а также является прекрасным индикатором интенсивности процесса химического выветривания на водосборных площадях. Несмотря на многократное переотложение терригенного материала, осадки водоема унаследовали соотношение редкоземельных элементов, свойственное гранитам и гранитогнейсам Азовского кристаллического массива. Определенные коррективы в состав РЗЭ донных отложений вносят выносы рек Дона и Кубани.

При сравнении величин $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ в донных отложениях Азовского, Черного морей и красных глин Тихого океана достаточно четко проявляется закономерное уменьшение величин этого коэффициента, что свидетельствует об обогащении последних иттриевыми землями (табл. 2). Если в пелагических осадках Азовского моря величина $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ составляет 6,2, в Черном 4,7, то в Тихом океане всего лишь 2,9, т. е. наблюдается уменьшение значений этого соотношения по мере увеличения размеров водоема. Как было показано Ю. А. Балашовым [1], при образовании кор выветривания иттрий и тяжелые лантаноиды активно переходят в раствор. На стадии седиментогенеза иттрий, несмотря на то, что химические свойства его близки к лантаноидам, обладает по сравнению с ними более высокой геохимической подвижностью. В силу этих качеств он в большей мере накапливается в пелагических осадках океана [14].

По миграционной способности в седиментационном цикле, выраженной в характере распределения в донных отложениях и приуроченности к определенным литологическим типам, редкоземельные элементы располагаются в следующем порядке:



Полученные значения указывают на закономерное увеличение подвижности элементов в ряду церий — гадолиний. Обращает на себя внимание, что в левой части ряда находятся легкие лантаноиды (церий и лантан), у которых коэффициент пелагического сдвига составляет приблизительно 2. У средних лантаноидов коэффициент увеличивается и достигает у диспрозия и гадолиния 6,3 и 8,8 соответственно. Исходя из высоких значений коэффициентов миграционной способности, можно сделать вывод, что исследуемые элементы характеризуются значительной дифференциацией концентраций. Как было убедительно показано в работе [12], высокая степень дифференциации содержаний РЗЭ в терригенных породах достигается в результате многократной переработки осадочного материала. Этот вывод справедлив и для геохимии редкоземельных элементов в Азовском море. Прежде чем поступить в водоем, исходное осадочное вещество минимум в течение четырех предшествую-

щих циклов (байкальского, каледонского, герцинского и альпийского) подвергалось интенсивной переработке и оказалось в достаточной мере дифференцированным в предыдущие этапы развития этой территории [12].

Несмотря на близкие коэффициенты пелагического сдвига концентраций, геохимическое поведение лантана и церия далеко не одинаково. Как видно на фиг. 2, а, б, максимальные значения лантана тяготеют к мелководным и пелагическим осадкам. В первом случае повышение содержания обусловлено накоплением на северном и восточном мелководьях минералов-носителей РЗЭ, во втором — интенсивной аккумуляцией субколлоидной фракции и органического вещества [5]. Распределение концентраций церия в осадках Азовского моря относительно равномерно на большей части его акватории. Минимальные количества приурочены к мелкоалевритовым илам (см. фиг. 2, б). Различное геохимическое поведение элементов показывает схема распределения значений Ce/La в донных отложениях водоема (см. фиг. 2, г). Следует отметить, что это соотношение для осадков Азовского моря, как правило, выше единицы, максимальные же их величины отмечаются в пределах северного мелководья. Это районы от Арабатской стрелки до косы Обиточной и Таганрогский залив. Между ними находится участок, где величина Ce/La составляет менее 2. Принимая во внимание, что источник поступления осадочного материала здесь один и тот же (продукты абразии берегов), объяснить столь существенную разницу в химическом составе РЗЭ в мелководных осадках крайне трудно. Основная причина подобной аномалии кроется в различии химического состава минералов-носителей РЗЭ и источников питания терригенных минералов на северном побережье. На это указывают различия типоморфных признаков и химического состава ильменита, циркона и монацита [22].

Достаточно велики значения Ce/La и в осадках предустьевой области р. Кубани, несмотря на то, что в речной взвеси этот показатель находится в пределах 1,6—1,7 [7]. Вероятно, поступающий на взморье с речным стоком обломочный материал, подвергаясь существенной механической дифференциации, способствует обогащению донных отложений церием и обеднению лантаном.

В пользу разделения церия и лантана на стадии седиментогенеза могут служить данные по соотношению этих элементов в биогенных карбонатных осадках. Если во всех разновидностях терригенных отложений значение Ce/La значительно выше единицы, как указывалось ранее, то в ракушняках этот коэффициент в среднем составляет около единицы. По-видимому, биогенный карбонат и органическое вещество играют значительную роль в качестве носителя лантана. В то же время церий в меньших количествах потребляется моллюсками, что и приводит к столь низким значениям Ce/La .

Таким образом, редкоземельные элементы поступают в осадки Азовского моря преимущественно с терригенным материалом. Поэтому ведущая роль в их распределении принадлежит гидродинамическому режиму. Благодаря механической дифференциации происходит обогащение прибрежно-морских и мелководных отложений, особенно лантаном и церием, в местах концентрирования минералов-носителей РЗЭ: циркона, граната, монацита [15]. Другая часть редкоземельных элементов попадает в донные отложения в составе глинистых минералов, предопределяя высокие концентрации средних лантаноидов в глинистых илах.

Воздействие биоса отчетливо проявляется в семействе редкоземельных элементов уже на стадии седиментогенеза — аккумуляция их фитопланктоном приводит к увеличению концентрации в глинистых илах, характеризующихся максимальными значениями органического вещества аморфного кремнезема. Существенные коррективы в ход механического распределения РЗЭ вносят бентические организмы [18]. Благодаря их воздействию наиболее обогащенными оказались биогенные карбонатные осадки. Особенностью химического состава редкоземельных элементов донных отложений Азовского моря является увеличение кон-

центрации средних лантанонидов по мере роста количества в них пелитовых фракций, а также почти полное исчезновение тяжелых лантанонидов.

Литература

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Изд-во АН СССР, 1976. 268 с.
2. Балашов Ю. А., Гири́н Ю. П. О резерве подвижных редкоземельных элементов в осадочных породах//Геохимия. 1969. № 7. С. 207—216.
3. Балашов Ю. А., Ро́нов А. Б., Ми́гдисов А. А., Тура́нская Н. В. Влияние климатических и фациальных условий на разделение редкоземельных элементов в осадочном процессе//Геохимия. 1964. № 10. С. 995—1014.
4. Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983. 368 с.
5. Волобуев В. Р. Содержание элементов в зоне растений (анализ вопроса в энергетическом аспекте)//Изв. АН СССР. Сер. биол. 1968. № 5. С. 656—662.
6. Волков И. И., Фомина Л. С. Редкоземельные элементы в осадках и марганцевых конкрециях океана // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 3. С. 66—85.
7. Лисицын А. П., Гураич Е. Г., Лукашин В. Н. и др. Геохимия элементов-гидролизаторов. М.: Наука, 1980. 225 с.
8. Остроумов Э. А. Редкие земли в глубоководных отложениях Черного моря//Докл. АН СССР. 1953. Т. 91. № 5. С. 1175—1178.
9. Подпорина Е. К., Бурков В. В. Редкоземельные элементы в процессе выветривания биотитовых пироксенитов//Литология и полез. ископаемые. 1977. № 4. С. 38—53.
10. Розанов К. И., Минеев Д. А. Геохимическая характеристика докембрийских гранитоидов Приазовья//Геохимия. 1973. № 2. С. 238—249.
11. Ро́нов А. Б., Балашов Ю. А., Ми́гдисов А. А. Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле//Геохимия. 1967. № 1. С. 3—19.
12. Ро́нов А. Б., Балашов Ю. А., Гири́н Ю. П. и др. Закономерности распределения редкоземельных элементов в осадочной оболочке и в земной коре//Геохимия. 1972. № 12. С. 1483—1514.
13. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
14. Фомина Л. С., Волков И. И. Редкоземельные элементы в осадках Черного моря//Литология и полез. ископаемые. 1970. № 2. С. 148—160.
15. Холодов В. Н. О типах концентрации редких элементов в осадочных породах и некоторых общих вопросах теории рудообразования//Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970. Т. 2. С. 130—141.
16. Хрусталеv Ю. П., Щербаков Ф. А. О балансе седиментационного материала в Азовском море//Океанология. 1968. Т. 8. Вып. 3. С. 452—461.
17. Хрусталеv Ю. П., Щербаков Ф. А. Позднечетвертичные отложения Азовского моря и условия их накопления. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ. 1974. 149 с.
18. Хрусталеv Ю. П. Трофическая геохимия и ее задачи//Биогеохимия океана (тез. докл. Всесоюз. совещ.). М., 1984.
19. Хрусталеv Ю. П., Хрусталева Г. К. К минералогии высокодисперсной части донных осадков Азовского моря//Изв. СКНЦВШ. Естеств. науки. 1976. № 4. С. 98—100.
20. Хрусталеv Ю. П., Лебеде́ко Г. И. Редкоземельные элементы в донных осадках Азовского моря//Геохимия. 1981. № 5. С. 797—800.
21. Хрусталеv Ю. П., Мирзоян И. А., Некрасов М. Я. Седиментационная роль фильтратов зообентоса на примере Азовского моря//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 6. С. 84—96.
22. Шнюков Е. Ф., Орловский Г. Н., Усенко В. П. и др. Геология Азовского моря. Киев: Наук. думка, 1974. 248 с.
23. Щербина В. В. Геохимические основы разделения редкоземельных элементов//Редкоземельные элементы и их месторождения. Геология месторождений редких элементов. Вып. 3. М.: Госгеолтехиздат, 1959. С. 1—24.
24. Aagard P. Rare-earth elements adsorption on clay minerals//Bull. Groupe franc argilles. 1974. V. 26. № 2. P. 193—199.

Ростовский государственный
университет

Поступила в редакцию
19.I.1987

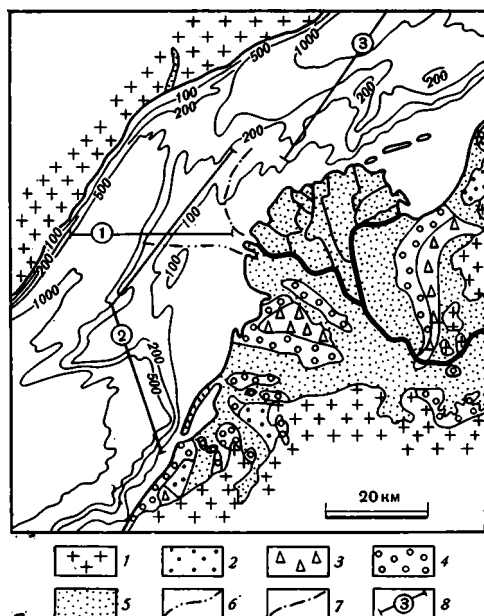
УДК 551.35.351 (285.2)

СТРОЕНИЕ ПОДВОДНЫХ КОНУСОВ ВЫНОСА НА ПРИМЕРЕ оз. БАЙКАЛ

НИКОЛАЕВ В. Г.

Рассмотрено строение осадочного чехла участков выноса терригенного материала рек Селенги и Верхней Ангарты в оз. Байкал. В первом случае образуется подводный конус выноса, во втором — седиментационное тело латерального комплекса заполнения. Для конуса выноса р. Селенги установлено положение нижнеплейстоценовой ложбины, игравшей роль главного русла. Проведено сравнение с другими конусами выноса (реки Миссисипи, Дунай и др.). Сделаны выводы о некоторых причинах, приводящих к образованию различных форм седиментационных тел.

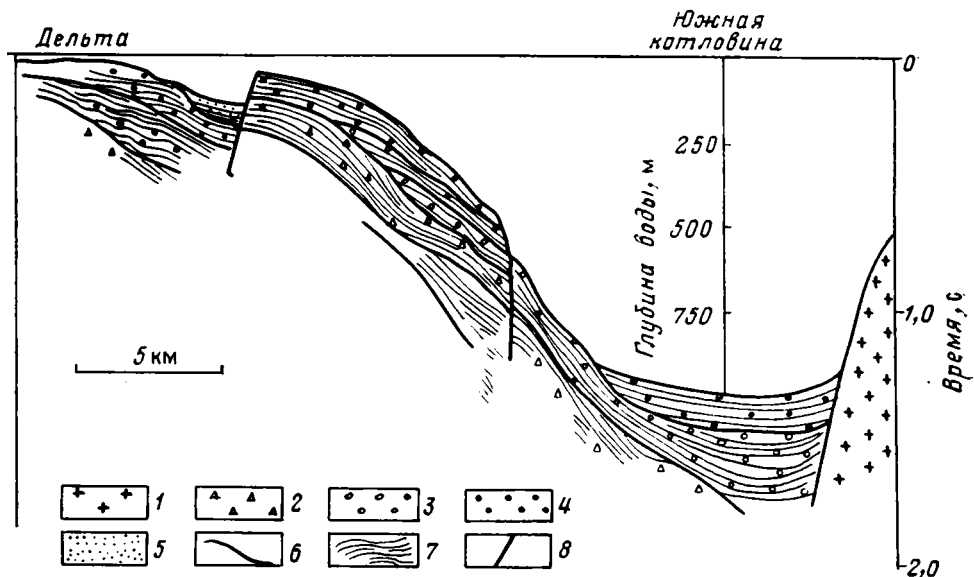
Река Селенга является крупнейшим поставщиком осадочного материала в оз. Байкал. Ее дельта, включая подводную часть, имеет примерно 40 км в длину и 60 км в ширину. Морфологическое и геологическое описание дельты приведено во многих работах [3, 6, 8 и др.]. Осадки, выносимые р. Селенгой, выполняют Селенгинскую депрессию. Мощность этих отложений составляет около 5 км [3]. Они представлены исключительно терригенными разностями осадков и пород. Внутреннюю структуру подводного продолжения дельты р. Селенги удается определить только с помощью сейсмических разрезов. Сейсмическое профилирование проводилось разными методами [1, 9].



Фиг. 1. Геологическая схема района дельты р. Селенги

1 — донеогеновые породы; 2 — плиоцен (аносовская свита); 3 — эоплейстоцен — нижний плейстоцен; 4 — средний — верхний плейстоцен; 5 — верхний плейстоцен — голоцен; 6 — палеорусло р. Селенги; 7 — главное современное подводное русло р. Селенги; 8 — линии сейсмических профилей, приведенных на фиг. 2—4

Подводное продолжение дельты р. Селенги протягивается на 10—20 км, образуя аккумулятивный шельф оз. Байкал (фиг. 1). Затем поверхность дна испытывает довольно резкое погружение в сторону Южной и Центральной котловин до глубин 900—1000 м. Этот отрезок шириной от 10 до 20 км относится к континентальному склону. Он отсутствует в районе Бугульдейской перемычки. В нижней части континентального склона происходит резкий переход к абиссальным котловинам, где поверхность дна практически горизонтальна.



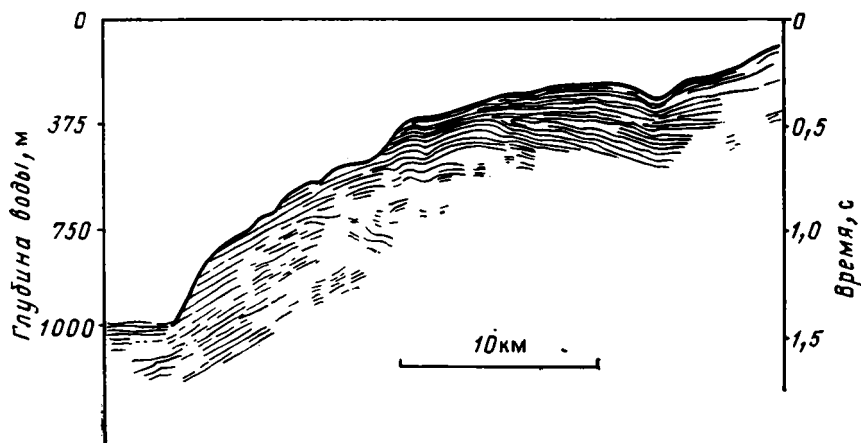
Фиг. 2. Сейсмический профиль 1 через дельту р. Селенги (см. фиг. 1)
 1 — донеогеновый фундамент; 2 — верхний плиоцен; 3 — эоплейстоцен — нижний плейстоцен; 4 — нижний — средний плейстоцен; 5 — верхний плейстоцен — голоцен; 6 — границы геологических тел (сейсмокомплексов); 7 — слои внутри тел (оси синфазности); 8 — разломы

В пределах подводного продолжения дельты р. Селенги сейсмические профили освещают разрез осадочного чехла только на глубину 1,0—1,5 км, причем достоверных отражений от акустического фундамента получено не было [9]. Слои имеют общий наклон в сторону глубоководных котловин. В центральной части (фиг. 2) в разрезе выделяется несколько отдельных осадочных тел, некоторые из которых выклиниваются в обе стороны. Их протяженность (вкрест континентального склона) составляет первые километры, а мощность колеблется от десятков до 100—200 м. Размеры тел по простиранию бровки шельфа устанавливаются плохо, но вряд ли превышают первые десятки километров, так как уже в 20—30 км к северу от приведенного разреза трудно уловить сходные формы.

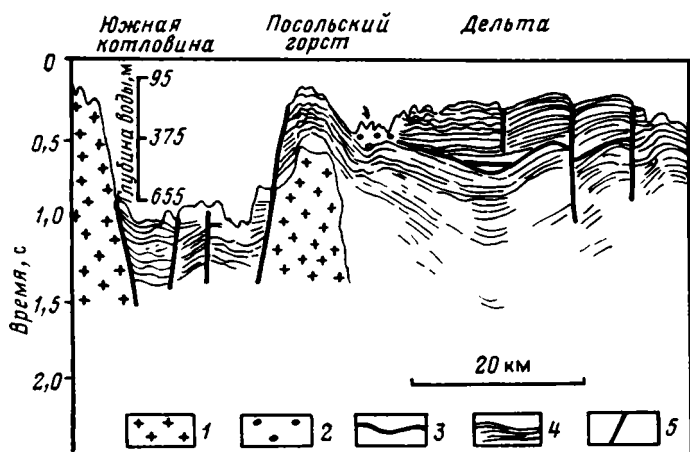
Слои внутри тел расположены очень разнообразно. В одних случаях происходит их прислонение к подошве тела, причем как по периферии, так и в центральной части тела. В других случаях на небольших участках наблюдается срезание отдельных слоев верхней границей тела. Фиксируется также полная параллельность слоев верхней и нижней границам тел.

По внутреннему строению выделяются два осадочных тела: одно расположено в восточной части сейсмического профиля — на шельфе; другое слагает верхнюю часть разреза осадочного чехла Южной котловины. В нем слои в целом параллельны поверхности дна, являющейся верхней границей тела, и прислоняются к нижней его границе при поднятии последней. На севере нижняя граница и вышележащие слои сохраняют субгоризонтальное положение и оборваны плоскостью сброса. По результатам опробования донными трубками возраст рассматриваемого тела оценивается нижним — средним плейстоценом. На шельфе наблюдаются отрицательные формы рельефа, заполненные предположительно верхнеплейстоцен-голоценовыми слоистыми осадками мощностью до 100 м. Они прислонены к подстилающим образованиям (аналогично соотношениям в Южной котловине).

В зоне перехода к абиссальной котловине почти повсеместно на глубинах примерно 700—900 м отсутствуют отложения нижнего — среднего плейстоцена. На поверхность дна здесь выходят породы эоплейстоцена — нижнего плейстоцена.



Фиг. 3. Сейсмический профиль 3 через дельту р. Селенги, иллюстрирующий мощное срезание слоев в основании континентального склона и наличие выклинивающихся тел (см. фиг. 1)



Фиг. 4. Сейсмический профиль 2 вкост дельты р. Селенги (см. фиг. 1)
 1 — донеогеновый фундамент; 2 — оползневые тела; 3 — граница сейсмокомплексов (палеопереход); 4 — слои внутри комплексов (оси синфазности); 5 — разломы

Высота срезанных участков колеблется от 30 до 300 м (фиг. 3). Величина наклона поверхности дна в зоне срезания не зависит от угла наклона срезаемых слоев. Она составляет первые градусы, чаще 5—6°. Вместе с тем наблюдаются случаи, когда слои изогнуты параллельно поверхности нижней части континентального склона и ее наклон выполаживается до одного-двух градусов.

Сейсмический профиль 2 (фиг. 4) проходит вкост простираения дельты р. Селенги. В его южной части находится Южно-Байкальская котловина, а северная пересекает линзовидные тела. На профиле устанавливается два комплекса. Нижний сейсмокомплекс, датированный эоплейстоценом — нижним плейстоценом, имеет видимую мощность около 1000 м. Охарактеризована только верхняя его часть. На поверхности осадков этого комплекса выявляется довольно узкая долина, обрамленная по краям небольшими возвышенностями. Глубина вреза долины составляет около 200 м. Слои внутри нижнего комплекса повторяют очертания его кровли. Верхний сейсмокомплекс представляет собой линзу отложений, выклинивающихся к северу и югу. Их максимальная мощность достигает примерно 350—400 м. Подошвенные слои верхнего комплекса заполняют понижения палеорельефа нижнего комплекса и прислоняются к его поверхности. В средней и верхней частях разреза верхнего комплекса слои в целом изогнуты в соответствии с кровлей. По направлению к краям

линзы происходит постепенное утонение отдельных слоев верхнего комплекса. На южном крае линзы вблизи поверхности дна наблюдается хаотическая запись, интерпретируемая как отражения от оползневых тел с нарушенной слоистой структурой.

На северном окончании линзы прослежена серия разломов с субвертикальным падением их плоскостей. В рельефе дна они выражены небольшими уступами. Амплитуда разломов невелика и изменяется от первых десятков до сотен метров. В пределах континентального склона опущены крылья, обращенные к абиссальным котловинам. На шельфе иногда наблюдается обратная картина, когда опущен блок, приближенный к береговой линии (фиг. 2). Большинство малоамплитудных разломов, как правило, меняет свое простирание, как бы оконтуривая береговую линию. Этим они отличаются от крупноамплитудных разломов, имеющих юго-западное — северо-восточное простирание и расположенных параллельно бортам Байкальской впадины.

Рассмотренная серия линзовидных, относительно маломощных тел представляет собой подводный конус выноса р. Селенги. Наиболее отчетливо они видны в верхней части разреза осадочного чехла. Линзовидные тела можно сравнивать с лопастями подводных дельт, положение которых меняется в зависимости от расположения основного руслового канала. По серии сейсмических профилей устанавливаются нижнеплейстоценовые узкие тектонические ложбины, игравшие в раннем — среднем плейстоцене роль подводных русел, направленных в сторону Южно-Байкальской котловины. Главное современное подводное русло имеет аналогичный тектонический генезис. Оно направлено в сторону Центральнобайкальской котловины. Простирание подводных русел определяет основное направление переноса материала. В раннем — среднем плейстоцене в соответствии с этим он шел к югу, а в позднем плейстоцене — голоцене — к западу. Это подтверждается также анализом мощностей осадков в разных структурах [11].

Линзовидные тела во времени последовательно формируют континентальный склон, который мигрирует в сторону глубоководных котловин. В этом же направлении за счет роста дельты продвигается береговая линия. Если распространить на кайнозойское время современные темпы роста дельты (10—12 м/год) или даже уменьшить их, например в 10 раз, то оз. Байкал давно было бы разделено осадочной перемычкой. Однако этого не происходит вследствие существования циркулярных течений на дне Байкала [10]. Ими срезается нижняя часть конуса выноса, и размытые осадки в виде тонкого слоя перераспределяются по субгоризонтальной поверхности абиссальных котловин. Конус выноса р. Селенги, так же как и другие седиментационные тела подобного типа в морях и океанах, относится к первому глобальному уровню лавинной седиментации, выделенному А. П. Лисицыным [7]. Здесь за короткий промежуток времени (первые миллионы лет) накопилось, по приблизительным подсчетам, около $1 \cdot 10^4$ км³ осадков. Эта величина соизмерима с данными по другим регионам за кайнозойское время, например, Рона 1 — $3 \cdot 10^5$ км³; Дунай $1,3 \cdot 10^5$ км³ и др. [7].

Иное строение имеет район дельты Верхней Ангары — второго по значению поставщика материала в оз. Байкал. От береговой линии и до абиссальной равнины, расположенной на глубине 800 м, подводное продолжение дельты протягивается на 45—50 км. Поверхность дна шельфа здесь без выраженной бровки переходит в континентальный склон. Осадки, выносимые Верхней Ангарой, заполняют северную часть Байкальской впадины на всю ширину (25—30 км), не образуя линзовидных тел. Слои очень полого, параллельно поверхности дна погружаются в сторону центральной части впадины Байкала. У подножия континентального склона находится вал, предположительно сложенный более песчанистыми разностями осадков. Примерно в средней части континентального склона отмечается несколько уступов, где опущен приближенный к берегу блок. Возможно, их образование обусловлено уплотнением осадков.

Подводные каналы резко выражены здесь до изобаты 100 м, ниже они отсутствуют. Вкрест простираения впадины дно котловины представляет собой слабо вогнутую книзу поверхность. Таким образом, средне-, верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения в Северной котловине оз. Байкал образуют не подводный конус выноса, а латеральный комплекс заполнения седиментационных ловушек со своими характерными структурными особенностями [14].

Конус выноса Верхней Ангара предположительно отмечается в эоплейстоцен-нижнеплейстоценовом комплексе пород этого района. Здесь намечается центральная часть конуса выноса с центральным поднятием, опущенными крыльями, основным каналом и намывными валами. Методика сейсморазведки не позволяет хорошо осветить внутреннюю структуру. Однако даже такие отдельные признаки дают возможность предполагать, что в эоплейстоцене — раннем плейстоцене существовал глубоководный конус выноса р. Верхняя Ангара. Следовательно, в начале эоплейстоцена был создан относительно глубоководный бассейн. Это подтверждает сделанный ранее вывод о формировании Северо-Байкальской котловины на рубеже неогена — антропогена [11].

Сопоставим наши данные с одним из наиболее изученных подводных конусов выноса р. Миссисипи [16, 17 и др.]. Он протягивается примерно на 600 км от современной дельты Миссисипи до абиссальной котловины Мексиканского залива. Конус представлен обособленными линзовидными телами (лопастями) обломочного материала. Линзы шириной 150—180 м имеют мощности в первые сотни метров. Более молодые осадочные тела перекрывают более древние. Поверхность линз расчленена серией подводных каналов, причем выделяется главный канал и группа мелких. Первый из них имеет глубину первые десятки метров при ширине 3—4 км. В сторону моря его глубина и ширина уменьшаются. Подводные каналы заполнены осадками, слои которых прислоняются к подстилающей поверхности. Каналы обрамлены маломощными валами.

Подводный конус выноса р. Миссисипи, так же как и р. Селенги, осложнен целой серией разломов различной амплитуды. В его фронтальных частях отмечаются оползневые тела. Для поздневисконсинского времени (10—15 тыс. лет) установлена очень высокая скорость осадконакопления от 11,75 (в средней части конуса) до 6,46 м/тыс. лет (в его основании) [17]. Верхневисконсинская линза находится мористее по отношению к более древним.

Близкое строение имеет подводный конус выноса р. Дунай [4, 13 и др.]. Линзы осадков мощностью в первые сотни метров прослеживаются здесь на площади ~50 тыс. км². Внешний край конуса достигает центральных районов глубоководной Черноморской впадины. Наклон поверхности континентального склона, сформированной конусом выноса, очень пологий и не превышает 1—2°. Суммарная мощность отложений конуса выноса составляет 3,0—3,5 км. В его теле наблюдается основной подводный канал выноса материала, обрамленный небольшими валами. Сходную внутреннюю структуру имеют и другие крупные подводные конуса выноса рек Ориноко, Рона, Эбро [15, 19 и др.].

Таким образом, для целого ряда подводных частей дельт характерно линзовидное строение осадочного чехла. Формирование отдельных линз вызвано миграцией подводных каналов, подающих терригенный материал. Сами каналы выражены в виде пологих понижений, обрамленных параллельными валами. После завершения активной подачи материала они заполняются молодыми осадками. Переслаивание в разрезе комплексов подводных русел, намывных валов и других мелких седиментационных тел создает сложную внутреннюю структуру. Она типична как для глубоководных конусов, так и для континентальных [5, 12 и др.]. Конуса выноса имеют веерообразную форму и наращивают шельф и континентальный склон. Для них характерно течение разжиженного осадочного материала [18]. При этом перерабатываются ранее отложенные слои. В результате такого перемещения материала образуются оползневые тела, первичная структура которых не сохранилась.

Они преимущественно приурочены к континентальному склону. Для их задержки, вероятно, необходим какой-то упор. Крутые углы наклона горизонтов внутри линзовидных тел являются вторичными. Они возникают вследствие постседиментационных тектонических опусканий, вызванных импульсными кратковременными погружениями дна бассейна, захватывающими краевые части, и в частности зону формирования конуса выноса.

Длина подводных конусов выноса различна. Она является функцией размеров бассейна и наличия в нем системы подводных течений. В замкнутых относительно небольших бассейнах с циркулярными течениями (Байкал — Селенга) конус выноса формирует короткий крутой континентальный склон. Открытые крупные бассейны имеют протяженные конусы выноса, а континентальный склон является пологим (Мексиканский залив — Миссисипи, Черное море — Дунай). Следует отметить, что первичным является континентальный склон, созданный тектоническими движениями, а линзовидное тело конуса выноса осложняет и наращивает его.

В пределах оз. Байкал две главные артерии, подающие терригенный материал, образуют разные формы седиментационных тел. Река Селенга формирует конус выноса, а Верхняя Ангара — латеральный комплекс заполнения. Причина такого различия может заключаться в количестве приносимого материала. Когда его много, то осадок ведет себя как сыпучее тело и очень быстро сгружается вблизи береговой линии. Если же количество выносимых осадков невелико, то они приобретают свойства вязкой жидкости и разносятся на большие расстояния [2]. В первом случае примером служит Селенга, во втором — Верхняя Ангара.

При формировании того или иного типа седиментационных тел в вытянутых бассейнах важную роль играет угол подхода реки к береговой линии. Река Селенга почти перпендикулярно упирается в берег Байкала, и ее сток образует мощное тело конуса выноса. Устье Верхней Ангары ориентировано по простиранию Байкала, и здесь конус выноса практически не прослеживается, а весь материал разносится по абиссали.

Существенное значение, определяющее разнообразие форм седиментационных тел, имеет ширина шельфа. Борта Байкальской впадины образовались в результате тектонических опусканий по разломам. Поэтому шельф здесь узкий. По центриклинали впадины, где отсутствуют крупные разломы, шельф намного шире. Через узкий шельф материал переносится очень быстро и начинает откладываться уже в пределах континентального склона, формируя линзовидные тела конуса выноса. При широком шельфе осадки предварительно распределяются по его площади и только затем переносятся на склон многочисленными мелкими подводными каналами. Поэтому в таких условиях мощные тела конусов выноса образоваться не могут.

Несомненно, на развитие конусов выноса накладываются и другие процессы (характер тектонических движений окружающих районов, климат, колебания уровня океана или озера и т. д.).

Литература

1. Ванякин Л. А., Стор М. А., Волков В. А. Опыт совместного использования данных НСП и дешифрирования космических снимков для изучения оз. Байкал и Прибайкалья//Материалы 7-й науч. конф. аспирантов и молодых ученых. Секц. геофиз. 1980. С. 16—23.
2. Есин Н. В., Шлезингер А. Е. Течение вязко-пластичного осадка, эрозия осадком, формирование латерального комплекса заполнения глубоководных бассейнов//Геология морей и океанов (тез. докл. 7-й Всес. школы морской геол.) Т. 1. 1986. С. 186—187.
3. Замараев С. М., Самсонов В. В. Геологическое строение и нефтегазоносность Селенгинской депрессии//Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 435—474.
4. Казанцев Р. А., Шайнуров Р. В. Конус выноса мутьевых потоков Дунайского подводного каньона//Геоморфология. 1978. № 3. С. 79—82.
5. Керри Дж., Мур Д. Осадочные и тектонические процессы в Бенгальском глубоководном каньоне//Геоморфология. 1978. № 3. С. 83—92.

- водном конусе выноса и Бенгальской геосинклинали//Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978. С. 327—339.
6. Ламакин В. В. Неотектоника Байкальской впадины//Тр. ГИН. 1968. Вып. 187. 247 с.
 7. Лисицын А. П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение 1//Литология и полез. ископаемые. 1983. № 6. С. 3—27.
 8. Логачев Н. А., Антощенко-Оленев И. В., Базаров Д. Б. и др. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 359 с.
 9. Мерклин Л. Р., Милановский В. Е., Галкин В. И., Захаров М. В. Строение осадочной толщи и рельеф фундамента//Геолого-геофиз. и подводные исследования оз. Байкал. М.: ИОАН СССР, 1979. С. 104—110.
 10. Мизандронцев И. Б. «Гидродинамическая концепция» Н. М. Страхова и осадкообразование в Байкале//Позднекайнозойская история озер в СССР. Новосибирск: Наука, 1982. С. 11—18.
 11. Николаев В. Г., Ванякин Л. А., Калинин В. В., Милановский В. Е. Строение осадочного чехла озера Байкал//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 2. С. 48—58.
 12. Рейнек Г.-Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
 13. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
 14. Шлезингер А. Е. Комплексы пород седиментационных ловушек по материалам сейсмостратиграфического анализа//Геология и геофизика. 1987. № 1. С. 12—18.
 15. Belderson H., Kenyon N. H., Stride A. H., Pelton C. D. A braided distributary system on the Orinoco Deep-Sea Fan//Marine Geology. 1984. V. 56. № 1—4. P. 195—206.
 16. Bouma A. H., Stelling C. E., Coleman J. M. Mississippi Fan: internal structure and depositional processes//Geo-Mar. Lett. 1983—1984. V. 3. № 3—4. P. 147—153.
 17. Challenger drills Mississippi Fan//Geotimes. 1984. № 7. P. 15—18.
 18. Howell D. G., Normark W. R. Sedimentology of Submarine Fans//Sandstone Depositional Environ. Tulsa: Okla, 1982. P. 365—404.
 19. Nelson C. H., Maldonado A., Coumes F. et al. The Ebro deep-sea Fan system//Geo-Mar. Lett. 1983—1984. V. 3. № 2—4. P. 125—131.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
25.XI.1986

УДК 551.35.351

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ДОННЫХ ПЕСЧАНЫХ МИКРОФОРМ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ МОРЯ

КОСЬЯН Р. Д.

На основании результатов натурных наблюдений в береговой зоне моря выявлены некоторые закономерности распределения донных микроформ и состава слагающих их осадков в зависимости от характера поверхностного волнения и влияния массивных цилиндрических опор. Впервые описываются встреченные в натурных условиях рифели катящихся зерен, конфигурация и размеры донных форм зоны разрушения волн.

Наиболее распространенными микроформами дна береговой зоны моря являются волновые рифели. Эти формы можно встретить на значительной части континентального шельфа — от уреза до относительно больших глубин.

Геометрия рифелей и связь их размеров с движением водных масс представляют интерес для понимания транспорта наносов, при оценке затухания волн в результате трения о дно и для интерпретации древних условий волнообразования.

В данной работе на основе материала натурных наблюдений описаны встречающиеся в береговой зоне моря песчаные микроформы дна и выявлены некоторые общие закономерности распределения донных форм и состава слагающих их осадков в зависимости от характера поверхностного волнения и наличия массивных сооружений.

Натурные наблюдения выполнялись во время международных экспериментов стран — членов СЭВ «Камчия-78», «Шкорпиловцы-82» и «Шкорпиловцы-83». В этих экспериментах в разные годы работы проводились на одном и том же песчаном участке болгарского побережья Черного моря. Рельеф дна в районе полигона довольно однороден, изобаты почти параллельны береговой линии. Средний уклон дна на глубинах от 0 до 18 м составляет приблизительно 0,017. В верхней части подводного профиля, на глубинах менее 2,5 м, более 95% частиц донных осадков приходится на грубо- и среднезернистые фракции песка. С увеличением глубины их процентное содержание уменьшается, и уже на глубинах 8 и 10 м более 90% частиц приходится на мелкозернистые фракции. При $H \geq 12,5$ м средний размер осадков увеличивается за счет возрастания процентного содержания битой ракушки, и на глубинах 15—18 м, как и вблизи берега, более 90% донных частиц — крупнее 0,3 мм. Средний удельный вес наносов $\approx 2,65$ г/см³.

При подходе к берегу поверхностные волны плавно трансформировались, испытывая однократное разрушение при слабом и умеренном волнении и двукратное — при сильном. Граница активных¹ и пассивных рифелей перемещалась по глубине в зависимости от силы волнения, и по мере его ослабления все большая часть дна береговой зоны оказывалась покрытой пассивными формами.

Схема экспериментального полигона и расположение на нем точек наблюдения в разные годы приведены в работе [3].

В 1978 и 1982 гг. исследования велись на глубинах до 4 м, в зоне наибольшей изменчивости микроформ дна. В 1983 г. наблюдениями был охвачен участок дна до 18-метровой изобаты.

¹ Активными будем называть рифели, соответствующие волновой обстановке в момент их обследования. Рифели, сформированные предшествующим сроком наблюдений волнением, назовем пассивными.

**Диапазоны изменения характеристик орбитальных скоростей, крупности
донных осадков и параметров донных форм во время натурных наблюдений**

Наименование эксперимента	Характеристика активности рифелей	H , м	D , мм	λ_r , см	h_r , см	U_m , м/с	T , с
«Камчия-78»	Активные	0,7—4,3	0,203—0,433	15—300	3,5—40,0	21—79	3,6—6,3
»	Пассивные	0,7—4,3	0,201—0,642	18—32	3,0—5,5	—	—
«Шкорпиловцы-82»	Активные	2,2—3,1	0,273—0,540	17—45	2,5—9,0	25—45	4,5—4,6
«Шкорпиловцы-83»	»	2,6—4,5	0,203—0,296	20—250	4,0—50,0	16—64	2,7—4,3
»	Пассивные	4,5—18,0	0,171—0,877	16—120	1,0—14,0	—	—

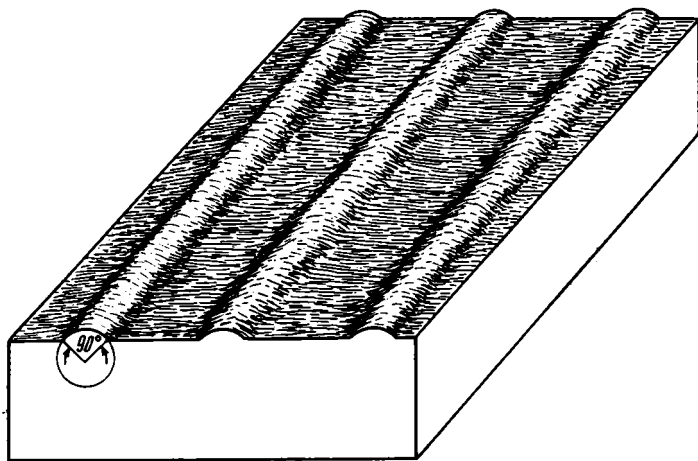
В заданное время аквалангист опускался под воду и двигался вдоль натянутого по дну троса, маркированного специальными метками через определенные расстояния. В намеченных точках он отмечал факт наличия или отсутствия донных форм, определял их параметры как средние из десятка измеренных, описывал их форму и ориентацию, отбирал пробы донных осадков. Основная часть описанных в настоящей статье подводных наблюдений выполнена автором. В 1982 г. измерения в море производил А. П. Филиппов.

Критерием, по которому рифели определялись как активные, являлась их способность восстанавливать свою форму. Для оценки этой способности в пункте измерений, на площади 1 м^2 , донная поверхность выравнивалась. Если через 10 мин параметры вновь образовавшихся рифелей становились такими же, как до стирания, то они считались активными. Отметим, что в первую очередь через время, соответствующее прохождению нескольких поверхностных волн, восстанавливалась характерная для обстановки длина песчаных форм. Процесс восстановления высоты рифелей длился дольше.

Высушенные пробы твердых частиц подвергали гранулометрическому анализу. Для этой цели использовали 18-фракционный ситовой набор, охватывающий диапазон размеров ячеек от 0,063 до 2,5 мм с показателем геометрической прогрессии $1,25 \div 1,27$. По результатам анализа рассчитывали характеристики распределения состава наносов. В табл. 1 приведены диапазоны изменения измеренных параметров рифелей и расчетов характеристик состава. Более полные данные приведены в работе [3].

Первыми на плоском дне образуются рифели с округлыми гребнями и с почти плоскими ложбинами. Впервые их описал Р. А. Бэгнольд [6] и назвал *рифелями перекатывающихся зерен*. Это название объясняется тем, что при образовании рифеля зерна песка перекатываются взад и вперед по дну прежде, чем сгруппировываются в подвижные гребни, с которых потом лавинообразно сваливаются в понижения подстилающего неподвижного дна. Рифели перекатывающихся зерен обнаруживались и исследовались лишь в лабораторных экспериментах [7, 8, 10, 13]. Выяснилось, что такие донные образования очень неустойчивы, они отличаются малой крутизной (отношение высоты рифеля h_r к его длине λ_r составляет $\leq 0,1$) и существуют лишь в диапазоне значений сдвигающих твердые песчаные частицы скоростей жидкости U_c от U_c до $2U_c$. В натурных условиях такие рифели ранее не обнаруживались.

При наблюдениях в море в 1983 г. на глубинах свыше 12,5 м удалось встретить рифели перекатывающихся зерен, правда только в пассивном состоянии. Их внешний вид представлял собой последовательно равноотстоящие друг от друга песчаные полосы с округлыми уплощенными гребнями (в профиль контур гребня выглядел в виде дуги окружности величиной $\approx 90^\circ$) и почти плоскими ложбинами (фиг. 1). По форме профиля и малой (от 0,05 до 0,11) крутизне они соответствовали описанию Р. А. Бэгнольда [6]. Образование этих неустойчивых рифелей можно



Фиг. 1. Внешний вид донных форм, соответствующих описанию рифелей катящихся зерен

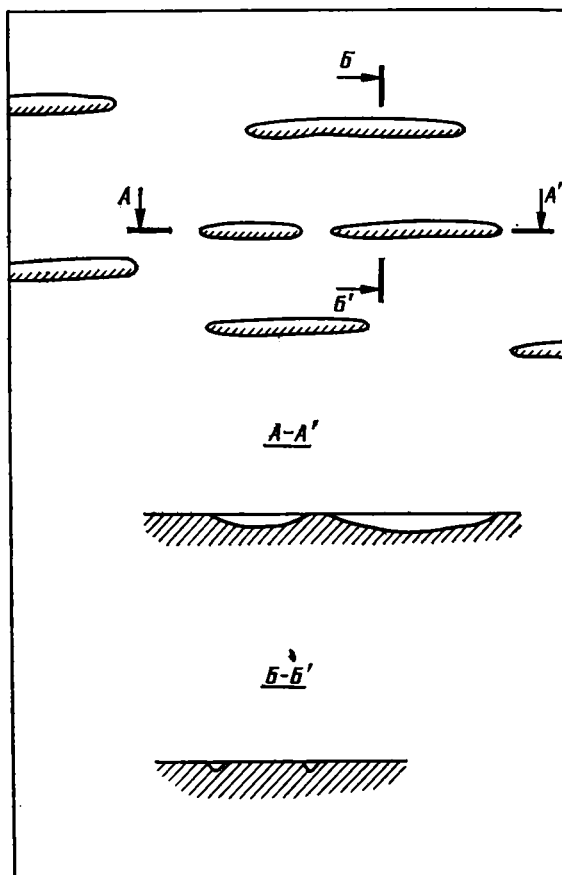
объяснить особенностями акватории, на которой они размещались. Относительно крупный донный материал (средний размер зерен $D \approx 0,7-0,9$ мм) на этих глубинах приводился в движение лишь самыми крупными поверхностными волнами, в то время как большая часть орбитальных скоростей имела значения меньше, чем U_c . Благодаря этому максимальные орбитальные придонные скорости (U_m) не выходили за пределы диапазона скоростей, при которых могут существовать рифели перекатывающихся зерен ($U_c \leq U_m \leq 2U_c$).

Затем рифели с округлыми гребнями преобразуются в вихревые рифели, характеризующиеся крутым спиральным профилем — широкими ложбинами, по форме приближающимися к дуге окружности большого радиуса, и узкими, сильно искривленными гребнями [5, 6, 7, 12, 13]. При каждой смене направления орбитального движения завихрение, образовавшееся с подветренной стороны гребня, вместе с захваченными им наносами поднимается вверх, в толщу потока. Удаленный из ложбины песок либо откладывается на соседнем гребне, либо переходит во взвешенное состояние. В подавляющем большинстве случаев нам встречались вихревые рифели. При этом гребни пассивных рифелей имели, как правило, округлую форму, а активные — более острую.

Как отмечается в работе [9], очертания фронтов вихревых рифелей и их протяженность, слабо зависящие от асимметрии волновых скоростей и колебаний направлений подхода волн, определяются интенсивностью волнового воздействия на дно. Наши наблюдения подтверждают этот вывод.

Во время шторма на значительном удалении от берега и сравнительно больших глубинах при относительно малых придонных скоростях донные образования представляют собой симметричные двумерные песчаные волны с параллельными друг другу фронтами. По мере приближения к берегу глубина моря уменьшается и значения придонных волновых скоростей увеличиваются. При этом фронты донных форм становятся извилистыми, со все увеличивающимся фазовым сдвигом. Ближе к зоне разрушения формы имеют трехмерную ячеистую структуру без выраженного единого фронта. При дальнейшем увеличении орбитальных скоростей дно выполаживается. Однако в самой зоне разрушения на дне появляются совершенно особенные донные формы, отличающиеся очертаниями и размерами от микроформ других участков подводного профиля. Образование подобных форм ранее в литературе не отмечалось.

Приблизительный внешний вид донных форм зоны разрушения показан на фиг. 2. Длинные выположенные гребни длиной до 2 м чередуются с короткими (не более 1 м) крутыми (не глубже 0,4 м) ложбинами —



Фиг. 2. Донные формы под разрушающимися волнами

траншеями. Соотношение длин гребня и ложбины менялось от 2:1 до 5:1. Их появление, видимо, связано с существованием гидравлических ударов о дно вследствие опрокидывания гребней поверхностных волн и соответствующей экскавацией донного материала. Во время каждого полупериода волны наносы движутся в направлении ее распространения, ровным слоем толщиной в несколько сантиметров. Волочение песка по дну перемежается с вихревыми шнурочками из вращающихся частиц, параллельными друг другу и перпендикулярными к фронту волны. Плоское движение частиц вдоль гребня прерывается при подходе к яме-ложбине, после чего они облаком или воронкообразным вихрем выбрасываются в водную толщу.

Ближе к берегу от зоны разрушения снова появляются привычные донные формы, сперва хаотической ячеистой конфигурации, затем все более упорядоченной. В достаточном удалении от разрушающихся волн вновь образуются длинные фронты форм, параллельные друг другу. Однако между линией разрушения и урезом рифели становятся заметно асимметричными и их ориентация изменяется таким образом, что угол между урезом и нормалью к фронту песчаных волн оказывается острее, чем соответствующий угол между урезом и нормалью к фронту поверхностных морских волн.

Асимметрия донных форм и отклонение общего направления их распространения от направления движения волн свидетельствуют о приуроченности к местам их обнаружения вдольбереговых течений, а степень асимметрии и отклоненности — о силе этих течений. С помощью более детальных наблюдений можно реконструировать картину течений береговой зоны, построив их план по направлению фронтов и асиммет-

**Характеристики гранулометрического состава осадков, отобранных в одних
и тех же точках донной поверхности в разное время эксперимента
«Шкорпиловцы-83»**

Дата измерения	H , м	D , мм	γ	α	τ
29.X	2,6	0,27	24,2	-0,67	0,82
6.XI		0,21	24,6	-0,95	1,59
10.XI		0,25	21,1	-0,16	0,51
29.X	3,0	0,27	28,6	-0,34	0,04
4.XI		0,24	20,0	-0,43	0,95
6.XI		0,30	28,0	-0,20	0,51
10.XI		0,29	26,3	-0,07	0,31
29.X	4,5	0,24	27,8	-0,37	0,41
2.XI		0,25	29,4	-0,50	0,41
10.XI		0,23	30,0	-0,73	1,33
2.XI	15,0	0,77	334,9	-0,35	0,61
10.XI		0,82	513,6	-0,05	0,21

рии рифелей. Подобная работа проделана С. Рудовским [11] для участка польского побережья Балтийского моря. По наблюдениям за рифелями прибрежной акватории ему удалось найти область существования разрывного течения.

Распределение различных донных форм и конфигурация их фронтов вдоль профиля одного и того же подводного склона могут изменяться в зависимости от силы шторма и размещения участков разрушения волн.

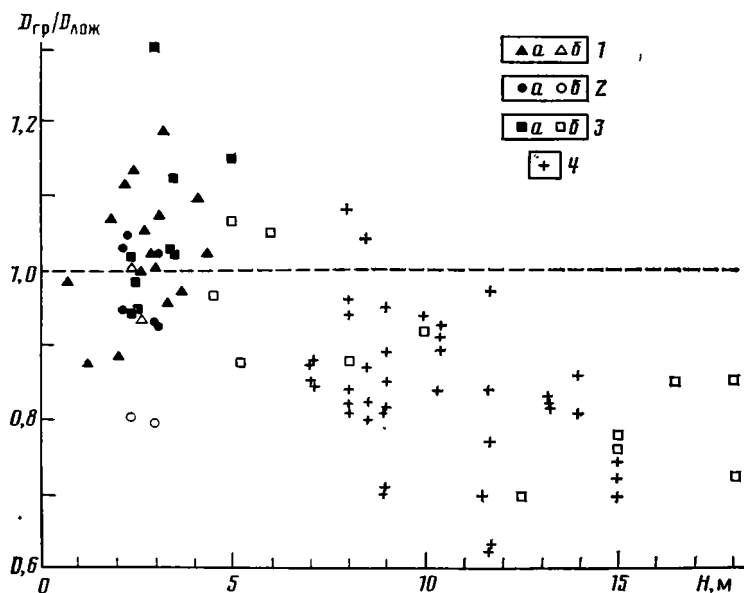
После окончания штормов песчаная рябь хранит следы волновых воздействий на дно в какие-то моменты стадии его затухания. Поэтому по наблюдаемой в штилевую погоду карте донных форм нельзя судить о микрорельефе дна при развитии волнения.

Отметим также особенности ориентации донных форм вблизи массивных вертикально стоящих цилиндрических опор (диаметром 1 м). Присутствие таких опор изменяет направление водного потока у дна и существенно увеличивает его турбулентность [1]. В зоне значительной интенсивности волнового воздействия на дно его поверхность у опор (на расстоянии, равном примерно диаметру опоры) оказывалась выположенной, в то время как при удалении от них донные формы развивались. При небольшом волнении крутизна форм, располагавшихся вблизи опор, превосходила крутизну удаленных форм, причем их фронты веерообразно расходились во все стороны.

Сравнивая состав осадков, пробы которых брались в одних и тех же точках донной поверхности в разное время, можно отметить, что его характеристики в период наблюдений существенно изменялись. Изменение среднего размера частиц донных осадков через некоторое время достигало 10%. Остальные статистические моменты распределения гранулометрического состава менялись еще сильнее. Примеры изменения характеристик состава, по данным эксперимента «Шкорпиловцы-83», приведены в табл. 2.

Эти данные свидетельствуют о том, что карты грунтов береговой зоны моря по результатам анализов однократно отобранных проб донных осадков носят приближенный характер. При исследовании потоков наносов на разных участках подводного склона, а также при изучении динамики рифелей характеристики донного материала необходимо определять одновременно с прочими измерениями. Пренебрежение изменчивостью состава наносов во времени может привести к неправильной интерпретации результатов наблюдений.

В процессе формирования рифелей береговой зоны моря происходит механическая дифференциация состава материала по длине песчаной формы. Отношение среднего размера зерен осадков гребня и ложбины ($D_{гр}/D_{лож}$) для пассивных рифелей (фиг. 3) уменьшается с глубиной.



Фиг. 3. Значения $D_{гр}/D_{лож}$ на разных глубинах, по данным экспериментов: 1 — «Камчия-78»; 2 — «Шкорпиловцы-82»; 3 — «Шкорпиловцы-83»; 4 — результаты измерений на участке североафриканского шельфа (а — активные рифели, б — пассивные)

Для большей наглядности на фиг. 3 приведены результаты измерений величин $D_{гр}/D_{лож}$ пассивных рифелей, полученные при исследованиях на участке североафриканского шельфа [2]. Для активных рифелей наблюдается обратная картина (фиг. 3). При достаточно сильном волновом воздействии на дно средний размер песчаных частиц на гребне, как правило, больше, чем в ложбине. Величина $D_{гр}/D_{лож}$ достигает особенно больших (до 1,3) значений вблизи зоны разрушения поверхностных волн.

Пробы поверхностного грунта, взятые с различных точек склона рифеля (табл. 3), свидетельствуют, что характеристики распределения состава наносов в основном плавно изменяются вдоль склона от гребня к ложбине.

Полученные результаты можно объяснить следующим образом.

В начале рифелеобразования, при относительно малых придонных скоростях, в движение приходят не все, а лишь мелкие частицы полифрак-

Таблица 3

Характеристики состава осадков, отобранных с различных элементов донных форм (по данным эксперимента «Шкорпиловцы-83»)

Дата измерения	H, м	Участок рифеля, с которого отбирали пробу	D, мм	γ	α	τ
10.XI	3,5	Гребень	0,23	28,4	—0,75	0,99
		Верхняя часть склона	0,23	27,3	—0,67	1,15
		Ложбина	0,20	24,3	—0,58	1,57
2.XI	5,0	Гребень	0,25	26,1	—0,47	0,62
		Верхняя часть склона	0,24	25,8	—0,44	0,65
		Нижняя часть склона	0,23	25,0	—0,47	0,78
		Ложбина	0,23	24,9	—0,57	0,83
10.XI	16,0	Гребень	0,82	204,8	0,28	0,34
		Верхняя часть склона	0,83	206,2	0,13	0,56
		Нижняя часть склона	0,90	392,5	—0,11	0,84
		Ложбина	0,96	461,6	—0,52	—0,87
2.XI	18,0	Гребень	0,73	125,2	—0,38	0,74
		Верхняя часть склона	0,72	106,8	—0,25	1,75
		Нижняя часть склона	0,81	202,1	—0,81	1,49
		Ложбина	1,00	1146,2	—0,42	—0,33

Характеристики состава осадков, отобранных на различном расстоянии от опоры (по данным эксперимента «Шкорпиловцы-83»)

Дата измерения	H, м	Расстояние от опоры, м	D, мм	γ	α	τ
4.XI	3,5	0	0,66	169,1	-0,22	-0,70
		10	0,31	35,5	-0,52	0,22
6.XI	2,6	0	0,49	80,2	-0,42	-0,19
		10	0,21	24,6	-0,95	2,59
18.XI	3,1	0	0,31	28,1	-0,29	0,61
		0,5	0,21	20,7	-0,70	2,22
		3	0,28	20,3	-0,47	1,16
		6	0,28	23,7	-0,28	0,85
		9	0,27	22,8	-0,55	0,41

ционного донного материала. Подвижные наносы удаляются из ложбины и откладываются на гребне рифеля. В ложбине остаются более крупные частицы, и на этой стадии средний их размер больше размера осадков гребня.

С усилением шторма все большая часть донного материала приходит в движение, пока в него не будут вовлечены наносы всех представленных размеров. Образующийся в ложбине донной формы вихрь вместе с захваченными им песчаными частицам поднимается от дна в толщу потока. Удаленный из ложбины песок крупных фракций откладывается на соседнем гребне, а мелкие осадки переходят во взвешенное состояние. В такой ситуации наносы в гребне оказываются крупнее, чем в ложбине.

В конце шторма более крупные частицы под действием силы тяжести скатываются с гребней в ложбины, увеличивая в них средний размер осадочного материала. Поэтому в пассивных рифелях значение $D_{гр}/D_{лож}$ чаще всего меньше единицы. Таким образом, знак отклонения величины $D_{гр}/D_{лож}$ от единицы определяется интенсивностью волнового воздействия на дно.

На глубинах менее 5 м, в областях значительной трансформации и диссипации волновой энергии, донные осадки обычно хорошо сортированы (средний коэффициент вариации состава 126 проб γ равен $31,8 \pm 1,0\%$). Сортированность материала гребня, склона и ложбины в этих областях также имеет близкие значения (табл. 3). С ростом глубины общая сортированность материала ухудшается. Там, где в осадках дна появляется битая ракушка, значения коэффициента вариации состава превышает 100%. Особенно низкой оказывается здесь сортированность материала ложбин донных форм. Коэффициент вариации состава наносов в ложбине может достигать величин свыше 100% и значительно превышать вариацию на гребне (табл. 3). На таких грунтах при широком диапазоне размеров донных частиц величина $D_{гр}/D_{лож}$ принимает наименьшее значение.

Коэффициенты асимметрии α и эксцесса τ распределения размеров частиц на опытном участке были в основном невелики. По результатам анализа 145 проб, $\alpha = -0,342 \pm 0,032$; $\tau = 0,466 \pm 0,083$. Это означает, что гранулометрический состав донных осадков подчиняется логнормальному распределению [4].

Возле массивных опор во время шторма средний размер донных частиц существенно (в 2 раза и более) увеличивается. Сравнение материала проб донного грунта, взятых на разных расстояниях от опоры (табл. 4), позволяет отметить следующее. На одной и той же изобате в одно и то же время у опоры накапливается наиболее крупный материал. На расстоянии 0,5 м от опоры средний размер частиц наносов имеет наименьшее значение. При удалении на 3 м и более состав наносов стабилизируется.

В присутствии дополнительного турбулизатора водной толщи, как-
вым является опора, количество частиц, переходящих со дна во взвешен-
ное состояние, увеличивается [1]. Взвешиваются преимущественно бо-
лее легкие песчинки, поэтому крупные частицы накапливаются возле
опоры. При удалении от нее турбулизация придонной области уменьша-
ется и пересытившие поток взвешенные наносы оседают на дно. Поэто-
му, видимо, здесь относительно мал средний размер песчаных зерен. На
расстоянии более 3 м дополнительные турбулентные возмущения водной
массы становятся незначительными, и присутствие опоры не отражается
на составе донного материала.

* * *

В заключение сформулируем основные выводы.

Распределение различных донных форм и конфигурация их фронтов
вдоль профиля одного и того же подводного склона могут изменяться в
зависимости от силы шторма и размещения участков разрушения волн.

По мере усиления волновой активности сперва образуются донные
формы с параллельными друг другу фронтами, затем их фронты стано-
вятся все более извилистыми. В дальнейшем формы преобразуются в
ячеистые трехмерные, и, наконец, дно выполаживается. В зоне разруше-
ния волн на дне возникают новые формы, отличающиеся от описанных
ранее. Впервые приводится описание конфигурации и размеров донных
форм зоны разрушения волн.

На относительно больших ($> 12,5$ м) глубинах на дне, сложенном
песком, встречены донные формы, которые своими очертаниями соответ-
ствовали рифелям катящихся зерен. Ранее в натурных условиях подоб-
ные донные образования не обнаруживались.

Вблизи массивных опор размеры и ориентация донных форм, а так-
же состав донных осадков существенно изменяются.

Отклонения направления фронтов донных форм от фронтов поверх-
ностных волн и асимметрия микроформ наиболее значительны в зоне
действия прибрежных волновых течений.

В одном и том же пункте подводного берегового склона состав дон-
ных осадков может сильно изменяться.

Величина отношения крупности материала на гребне рифеля и в
ложбине для пассивных рифелей, как правило, меньше единицы, а для
активных — больше. Значения этого отношения зависят от интенсивно-
сти волнового воздействия на дно и сортированности осадков.

Литература

1. Анцыферов С. М., Басиньски Т., Косьян Р. Д. и др. Береговые процессы беспри-
ливного моря. Gdansk; Prace IBW PAN, 1978. № 5. S. 211—228.
2. Косьян Р. Д. Результаты литодинамических исследований в прибрежной зоне
участка северо-африканского шельфа. М.: 1983. 64 с. Деп. в ВИНТИ. № 5402.
3. Косьян Р. Д. Результаты натурных исследований рифелей на песчаных побережьях.
М.: 1985. 84 с. Деп. в ВИНТИ. № 2319.
4. Рожков Г. Ф., Ипатов Э. Н., Колобзаров О. В., Стейсон Р. Н. Дробный ситовой
гранулометрический анализ//Литология и полез. ископаемые. 1973. № 6. С. 121.
5. Allen J. R. L. J. Geol. Soc. London, 1979. V. 136. P. 673—682.
6. Bagnold R. A. Proc. Roy. Soc. London. 1946. V. 187. P. 1—16.
7. Carstens M. R., Neilsen F. M., Altinbilek H. D. Bed form generated in the laboratory
under an oscillatory flow: analytical and experimental study//U. S. Army Corps. CERC.
1969. Tech. Memo. № 28. 39 p.
8. Manohar M. Mechanics of bottom sediment movement due to wave action//U. S. Army
Corps. Eng. Beach Erosion Board. 1955. Tech. Memo. № 75. 121 p.
9. Maizumoto E., Takeda I. Ann Rep. № 5. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba. 1979. P. 39—42.
10. Miller M. C., Komar P. D. J. Sediment. Petrol. 1980. V. 50. P. 173—182.
11. Rudowski S. Zmarszczki w strefie przybrzeza południowego Bałtyku//Acta Geol. Polon.
1970. V. 12. № 4.
12. Sleath J. F. A. A contribution to the study of vortex sipples//J. Hydraul. Res. 1975.
V. 13. № 3. P. 315—328.
13. Sleath J. F. A. On rolling grain ripples//J. Hydraul. Res. 1976. V. 14. № 1. P. 69—81.

Южное отделение
Института океанологии АН СССР,
Геленджик

Поступила в редакцию
25.VIII.1986

УДК 551.311.3

РОЛЬ ЭОЛОВОГО ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА В ОСАДКООБРАЗОВАНИИ

САВЕНКО В. С.

В работе рассматривается вопрос о роли эолового терригенного материала в океанском осадконакоплении. Обобщен имеющийся фактический материал по концентрации терригенного аэрозоля в океанской атмосфере, интенсивности сухого и влажного осаждения.

Процессы мобилизации, переноса и отложения воздушной пыли давно являются предметом изучения представителей геолого-географических дисциплин, поскольку с ними связаны многие важные явления, происходящие в атмосфере, гидросфере и литосфере [4, 5, 17, 24, 33, 39]. Один из аспектов изучения эоловой миграции вещества связан с выяснением ее роли в осадкообразовании. Основные источники атмосферного аэрозоля (аридные и полуаридные районы континентов) характеризуются низкой величиной водного стока, в связи с чем водная миграция веществ здесь отодвигается на второй план, уступая место процессам эоловой мобилизации и транспорта осадочного материала. Имеются достаточно веские аргументы, свидетельствующие о значимости атмосферного аэрозоля в осадкообразовании. В частности, в отношении пелагических районов океанов многие авторы склонны считать этот путь поставки осадочного материала либо доминирующим, либо имеющим такое же значение, как речной сток [6, 7, 13, 23, 24]. За последние два десятилетия был накоплен новый, довольно обширный материал по запыленности воздуха над континентами и океанами, получены сведения о гранулометрическом составе аэрозолей, уточнены параметры скорости выведения аэрозолей из атмосферы в результате сухого осаждения и вымывания атмосферными осадками; многое сделано в области изучения процессов генерации и переноса воздушной пыли. Все это позволяет существенно уточнить имеющиеся оценки поступления эоловой взвеси в моря и океаны, а также соотношение этого и других источников осадочного материала.

ОБРАЗОВАНИЕ ТЕРРИГЕННОГО АЭРОЗОЛЯ И ЕГО РАСПРОСТРАНЕНИЕ В АТМОСФЕРЕ

Основными районами генерации терригенного аэрозоля являются степи и пустыни. В зависимости от мощности процессов генерации терригенных аэрозолей К. Я. Кондратьев и В. Д. Поздняков [19] выделяют глобальные и локальные (региональные) источники. К первым они относят Сахарский регион на севере Африки и пустыни Гоби и Такла-Макан в Азии, ко вторым — пустынные и степные районы Средней Азии, Северо-Западного Казахстана и Северного Предкавказья, засушливые районы запада Европы, области развития лёссовидных суглинков Северного Ирана, пустыни Аравийского полуострова, Пакистана и Северо-Восточной Индии, аридные и полуаридные районы Монголии и Китая, пустыни Калахари на юге Африки и Огаден и Нуби на северо-востоке этого континента, северо-западные и центральные пустынные районы Австралии, а также засушливые области Мексики и юга США. Эти обширные пространства характеризуются повышенной запыленностью воздуха, который, распространяясь за пределы данных территорий, осуществляет крупномасштабное перераспределение терригенного материала.

Истинные масштабы эоловой миграции вещества стали вырисовываться сравнительно недавно благодаря информации о формировании и переносе крупных пылевых облаков, полученной с помощью искусственных спутников Земли. В результате этих наблюдений было установлено, что площадь отдельных пылевых облаков составляет от десятков тысяч до нескольких миллионов квадратных километров при массе от сотен тысяч до первых миллионов тонн [11, 18]. Данные цифры характеризуют, так сказать, мгновенную массу пылевых облаков, и результирующая величина эолового транспорта оказывается намного выше. Например, пылевые бури 1928, 1960 и 1969 гг. на юге ЕТС в течение нескольких дней перенесли по 9—15 млн. т вещества, пылевое облако, наблюдавшееся над Аральским морем 22 мая 1975 г., перенесло около 15 млн. т пыли, а в течение пяти дней апреля 1976 г. пылевое облако, которое сформировалось в районе пустынь Гоби и Такла-Макан, перенесло в Арктику примерно 0,5 млн. т пыли [18, 19]. Наиболее мощно проявляются процессы генерации терригенного аэрозоля в Сахарском регионе, где ежегодно в воздух поступает 60—200 млн. т вещества [21]. Скорость движения пылевых облаков имеет порядок 1000—2000 км/сут [13, 19], что обуславливает возможность переноса достаточно крупного материала на расстояния в тысячи километров. Этому способствует и то обстоятельство, что в районах генерации аэрозоля существуют мощные восходящие потоки воздуха, которые поднимаются на высоты 1,5—5 км, и дальнейший перенос аэрозолей происходит на этих высотах. Благодаря гравитационному оседанию выносимая из аридных районов минеральная пыль испытывает гранулометрическую дифференциацию: в пределах первых 500—1000 км от районов генерации осаждаются частицы с размером до 100—500 мкм, в более удаленных районах размеры терригенного аэрозоля, как правило, не превышают 10—20 мкм [6, 50].

Прежде чем перейти к рассмотрению вопроса о количестве терригенного аэрозоля в океанской атмосфере, необходимо кратко остановиться на методической стороне измерений концентрации минеральной пыли в воздухе, так как информация, полученная разными методами, не всегда сопоставима. О весовой концентрации атмосферного аэрозоля обычно судят либо на основании прямых измерений (сбор на сети, фильтры или импакторы), либо путем использования косвенных характеристик запыленности атмосферы — в основном по интенсивности ослабления света. К косвенным методам следует отнести и различные способы измерения числа частиц в единице объема воздуха, так как они не позволяют проводить определение плотности частиц, в связи с чем вычисление весовой концентрации воздушной пыли носит весьма приближенный характер.

Из прямых методов наиболее надежные результаты дает использование импакторов и фильтров, которые эффективно задерживают частицы с размером более 0,1—0,2 мкм, составляющие значительную долю всей массы аэрозолей. При использовании сетей, с помощью которых получено большинство данных для морей и океанов, улавливание частиц происходит при их соударении с нитями сеток и эффективность захвата сильно зависит от размеров: эффективность захвата аэрозолей с размером около 1 мкм составляет всего 15% от эффективности захвата частиц крупнее 6 мкм [49]. Ввиду довольно значительной пространственно-временной изменчивости гранулометрических характеристик аэрозолей рекомендации [51] о принятии для частиц более 1 мкм общей эффективности улавливания в 50% следует считать лишь очень грубым приближением. Наряду с этим сама методика сетевого сбора аэрозолей предполагает обработку сетей дистиллированной водой, в результате чего морские соли растворяются и нерастворимый остаток состоит в основном из терригенного материала. При фильтрации и импакторном сборе, как правило, дифференциация на морской (растворимый) и терригенный (нерастворимый) аэрозоль не производится, что следует иметь в виду при сравнении результатов, полученных различными методами.

Надежные данные о средней концентрации минеральной пыли в настоящее время имеются для территорий США и СССР, но их большие площади позволяют составить представление об уровне глобальной запыленности континентальной атмосферы в различных климатических зонах. Среднегодовые концентрации аэрозолей на внегородских станциях наблюдения США составляют 20—80 мкг/м³ при наиболее обычном значении 30—40 мкг/м³ [22]. По данным, приведенным в работе [25], на территории СССР отчетливо прослеживается широтная зональность, характеризующаяся увеличением концентрации пыли в воздухе с 5—20 мкг/м³ в районах с лесным покровом до 20—100 мкг/м³ в зоне степей и до 100—150 мкг/м³ в сухих степях и пустынных районах Казахстана и Средней Азии. В районах, где распространены влажные почвы или имеется снежный покров, увеличение скорости ветра слабо влияет на запыленность атмосферы, тогда как для сухих почв запыленность воздуха резко возрастает при скорости ветра свыше 4 м/с (на высоте 1 м): при скорости ветра 5 м/с она уже в 3 раза превышает фоновый уровень, соответствующий скоростям 0—4 м [25].

Прямые измерения запыленности океанской атмосферы начали использоваться сравнительно недавно, и основной объем информации связан с определениями дальности видимости, которые ведутся на судах различного назначения в течение многих десятилетий. Благодаря этим наблюдениям в настоящее время имеются карты частот повторяемости сухих пылевых туманов [1], которые могут служить количественной характеристикой относительной запыленности различных районов Мирового океана¹. В табл. 1 приведена сводка имеющихся данных прямых измерений концентраций терригенного (нерастворимого) аэрозоля в океанской атмосфере. В этой таблице прежде всего бросаются в глаза довольно однородные величины средних концентраций минеральной пыли на обширных акваториях, расположенных вне зон прямого воздействия наиболее активных континентальных источников терригенного аэрозоля: по данным фильтрации, типичная концентрация минеральной пыли в таких районах составляет 1,2—1,5 мкг/м³, по сетевым сборам несколько меньше (0,1—0,7 мкг/м³), что обусловлено меньшей эффективностью (~50% [45]) последнего метода. Отсюда величину в $1,5 \pm 0,5$ мкг/м³ можно принять в качестве типичной средней концентрации минеральной пыли в океанской атмосфере вне зон воздействия наиболее мощных континентальных источников терригенного аэрозоля.

Значительно труднее оценить среднюю концентрацию минеральной пыли в воздухе акваторий, находящихся в непосредственной близости к главным очагам генерации эолового материала, так как здесь наблюдается сильная пространственно-временная изменчивость. Судя по данным фильтрационных измерений (см. табл. 1), для атмосферы Тропической и Экваториальной Атлантики, находящейся в условиях постоянного влияния Сахары — крупнейшего источника эолового материала, — обычный уровень запыленности находится в пределах 10—40 мкг/м³ и, вероятно, концентрацию в 25 ± 15 мкг/м³ можно принять за среднюю для этого района. Следует отметить, что по данным сетевого сбора влияние Сахары сильно ощущается только вблизи побережья, тогда как фильтрационные пробы показывают высокую степень запыленности на значительно больших площадях. Это связано с тем, что крупные фракции аэрозолей, которые одинаково эффективно задерживаются сетями и фильтрами, оседают вблизи побережий, а в глубь океана проникают более мелкие фракции с небольшим коэффициентом захвата при использовании сетевого сбора. Другие районы океана, расположенные вблизи

¹ Л. Г. Бондарев [6] пытался использовать данные о частотах повторяемости пылевых туманов для оценки масштабов поступления минеральной пыли в океаны, но им была допущена ошибка перевода размерности $\mu\text{г}/\text{м}^3$ как $\text{мг}/\text{м}^3$ (т. е. в 1000 раз больше). Кроме того, неоправданно принятие значений 5—10 мкм за средний размер аэрозольных частиц.

Содержание минеральной пыли в воздухе над морями и океанами

Район сбора аэрозолей	Число проб	Концентрация, мкг/м³		Литературный источник
		средняя	пределы содержания	

I. Отбор проб на сети

Атлантический океан

Северная Атлантика (55—40° с. ш.)	11	0,004	0,001—0,01	[52]
Северная Атлантика (30—10° с. ш.)	11	0,52	0,13—0,96	[15]
Экваториальная и Южная Атлантика (10° с. ш.—20° ю. ш.)	19	0,66	0,33—1,80	[40, 42]
Вблизи западного побережья Европы	17	0,11	0,003—0,69	[43, 44, 52]
Вблизи побережья Северо-Западной Африки	25	7,0	0,17—26	[40, 42—44]
о-в Барбадос	180	2,5	0,2—10,2	[55]
Средиземное море	13	0,24	0,03—1,15	[61]

Индийский океан

Акватория Зондского архипелага	11	0,26	—	[14]
Южная окраина Аравийского моря	38	0,34	—	[14]
Юго-западные и северо-восточные районы Индийского океана (10° с. ш.—30° ю. ш.)	15	0,71	0,01—4,4	[40]
Вблизи побережья Южной Африки	2	2,4	0,45—4,3	[40]
Бенгальский залив	39	2,24	—	[40, 47]
Вблизи западного побережья Австралии	15	0,18	—	[14]

Тихий океан

Центральные и восточные районы северной части Тихого океана (40—30° с. ш.)	8	0,46	0,04—0,95	[46]
Южные районы северной части Тихого океана (30—15° с. ш.)	20	0,68	0,19—0,88	[15]
Экваториальные районы Тихого океана (15° с. ш.—15° ю. ш.)	59	0,25	0,03—1,2	[15, 57]
Северные районы южной части Тихого океана (15—40° ю. ш.)	17	0,29	0,06—0,8	[15]
Южно-Китайское море	3	0,21	0,15—0,31	[40]
Японское море	1	0,02	—	[40]

II. Отбор проб на фильтры

Атлантический океан

Северная Атлантика (станция С, 55°45' с. ш., 35°30' з. д.)	—	1,3	—	[16]
Центральная и Северная Атлантика (64—28—22° с. ш.)	109	1,30	—	[56]
Тропическая и Экваториальная Северная Атлантика (28—22°+0° с. ш.)	22	36,6	—	[56]
Тропическая Атлантика (30—5° с. ш.)	25	15,8	0,35—107,0	[41]
Экваториальная и Южная Атлантика (5° с. ш.—20° ю. ш.)	10	0,34	0,11—0,61	[41]
Тропическая Северная Атлантика				
о-в Сал	71	29,8	—	[59]
о-в Барбадос	78	20,5	—	[59]
Майями	74	8,08	—	[59]
Тропическая и Центральная Южная Атлантика (5—35° ю. ш.)	35	1,35	—	[56]
То же и мыс Доброй Надежды	40	1,22	—	[56]
Средиземное море	13	4,57	—	[56]

Индийский океан

Индийский океан (7° с. ш.—15° ю. ш.), Бенгальский залив	5	7,20	—	[56]
---	---	------	---	------

Тихий океан

Тихий океан (28° с. ш.—40° ю. ш.)	24	0,58	—	[56]
Малакский пролив, Южно-Китайское море, Филиппинское море	6	1,51	—	[56]

менее мощных источников терригенного аэрозоля, обнаруживают более низкий средний уровень запыленности, составляющий приблизительно 5 ± 3 мкг/м³ (см. табл. 1).

ВЫПАДЕНИЕ ТЕРРИГЕННОГО ЗОЛОВОГО МАТЕРИАЛА

Наиболее надежные данные об интенсивности выпадения золowego материала получены на основе прямых методов: сбор сухих выпадений на планшеты, выделение взвесей из дождевых и снеговых осадков, определение количеств взвеси, накопленных в ледниках за определенный промежуток времени. К сожалению, прямых наблюдений очень мало даже на суше, не говоря уже об акваториях морей и океанов. В силу этого в настоящее время для оценки интенсивности выпадения атмосферной минеральной пыли чаще используют расчетные методы, в основе которых лежат более или менее обоснованные допущения и упрощения.

В табл. 2 приведены прямые оценки интенсивности отложения атмосферной пыли в различных областях. Несмотря на отрывочность наблюдений, в приводимых данных можно наметить закономерность, которая отражает более мощные пылевые выпадения в аридных районах по сравнению с гумидными областями. Еще слабее выражены процессы золowego отложения в зонах покровного оледенения Антарктиды и Гренландии, а также высокогорных ледников умеренных широт, что объясняется, с одной стороны, значительной их удаленностью от основных центров генерации терригенного аэрозоля, а с другой — большими высотами, на которых воздушные массы содержат низкие концентрации минеральной пыли. Обращает на себя внимание и то обстоятельство, что отдельные интенсивные «пылепады» отлагают столько же пыли, сколько отлагается за год при обычных для данных районов условиях [7]. Этот вывод подтверждается данными, приведенными в работе [36], согласно которым ураганные бури 1959 и 1969 гг. перенесли на акваторию Азовского моря соответственно 50 и 41 млн. т терригенного материала, что почти в 2 раза превышает среднегодовое поступление за счет главных источников осадочного материала — речного стока и абразии берегов.

Любопытно также, что ощутимые количества золowego материала выпадают на северном побережье Кольского полуострова [32]. Можно

Таблица 2

Выпадения золowego терригенного материала

Вид выпадения	Мощность (г/м ²) сут	Литературный источник
Сахарская пыль в Европе 9—12 марта 1901 г. (на площади 470 тыс. км ²)	3,8	[34]
Красновато-желтый снег в окрестностях г. Калуги в апреле 1907 г.	0,4	[28]
Минеральная пыль на северном побережье Каспийского моря в течение трех летних месяцев	1,4	[3]
Пыль в дельте р. Волги в апреле 1950 г.	~19	[7]
Золовая пыль на восточном побережье Среднего Каспия (среднегодовая)	0,11	[2]
Золовая пыль на северном побережье Кольского полуострова (среднегодовая)	0,14	[32]
Нерастворимая золовая пыль в январе 1981 г. в районе океанографической станции С (55°45' с. ш., 35°30' з. д.)	0,08	[16]
Минеральная пыль на ледниках Антарктиды, Гренландии и высокогорных умеренных широт (средняя интенсивность)	$5,5 \cdot 10^{-4} - 5,5 \cdot 10^{-3}$	[63]
Минеральная пыль в районе станции Крет (в Гренландии) (интенсивность средняя за 200 лет)	$\sim 6 \cdot 10^{-5}$	[48]
Нерастворимый аэрозоль на ледниковом покрове Антарктиды (средняя интенсивность осаднения)	$0,6 - 6 \cdot 10^{-6}$	[20, 26]

предполагать, что он имеет местное происхождение, образуясь в местах, лишенных растительного и снежного покровов. Вероятно, что именно такой генезис имеют налеты минеральной пыли, неоднократно обнаруживавшиеся на поверхности арктических льдов от Гренландского до Чукотского морей [10, 27, 30].

Несколько неожиданные результаты получены при измерениях потоков минеральной пыли в Северной Атлантике, где они оказались сравнимыми с потоками на континентах, хотя запыленность воздуха над океанами заметно ниже, чем над сушей. Заслуживает внимания указание авторов [16] о том, что морской аэрозоль, состоящий в основном из мелких капелек морской воды, может сильно ускорить выведение минеральной пыли. Так, вычисленная по данным указанных авторов средняя эффективная скорость седиментации нерастворимого аэрозоля составляла около 40 см/с, что примерно в 10—100 раз выше аналогичных скоростей для суши [31]. Вообще атмосферная влага является очень эффективным агентом выведения аэрозолей, что необходимо учитывать при оценках масштабов осаждения терригенного материала из атмосферы на поверхность морей и океанов.

Существует два основных механизма удаления аэрозоля из атмосферы: «сухое», или гравитационное осаждение под действием силы тяжести, и «влажное» осаждение, происходящее в результате вымывания аэрозоля атмосферными осадками. Для оценки скорости гравитационного осаждения часто используют уравнение Стокса [4], однако в реальных условиях турбулентные и конвективные потоки воздуха оказывают сильное влияние на скорость осаждения, в связи с чем приходится учитывать эту составляющую. Использование теоретических зависимостей для оценки скорости сухого осаждения требует знания функций распределения числа частиц по размерам. Как показали исследования последних лет, распределение частиц атмосферного аэрозоля по размерам может быть хорошо описано логнормальной функцией, причем суперпозицией нескольких нормально-логарифмических функций можно описать любое сложное природное распределение [19]. Однако фигурирующие в них коэффициенты в различных ситуациях могут сильно различаться. Было выяснено также, что распределение масс аэрозолей по размерам, имеющее также нормально-логарифмический характер, обладает несколькими модами. Две из них (0,1—0,2 и 2,8—2,9 мкм) характеризуются значительным постоянством для различных точек земного шара и обнаруживаются как при высокой, так и при низкой запыленности воздуха; третья мода (20—35 мкм) появляется только в условиях сильной запыленности [19, 53]. Эти данные показывают, что выбор среднемассового значения размера атмосферного аэрозоля, как это делается во многих расчетных оценках, является весьма сложной задачей и требует информации о функции распределения в широком диапазоне размеров. При расчетах средней скорости сухого осаждения возникает еще одно осложнение, связанное с тем, что в большинстве наблюдений не определялась концентрация частиц с размером более 10—20 мкм. Вклад этих частиц в суммарную массу аэрозоля невелик, еще меньше их вклад в общее число частиц, но из-за очень большой скорости осаждения, которая пропорциональна квадрату радиуса, данные очень крупные частицы могут обуславливать основной поток седиментирующегося материала, что видно из определения среднемассовой скорости гравитационного осаждения:

$$\bar{v}_g = \Sigma m_i v_i / \Sigma m_i, \quad (1)$$

где m_i и v_i — соответственно масса и скорость осаждения i -й размерной фракции. В табл. 3 приведены данные Л. Джонсона [49] о гранулометрическом составе сетного аэрозоля, собранного в Северной Тропической Атлантике на расстоянии 800 км от берега. Согласно вычислениям, 82,4% общего потока обусловлено самой крупной (16—32 мкм) фракцией, составляющей 36,3% от общей массы и всего 0,11% от общего числа частиц. Очень крупные частицы с размером 10—100 мкм присут-

Вклад различных фракций сетного аэрозоля (14°22' с. ш., 26°24' з. д.)
в общее число частиц N , в суммарную массу m и среднемассовую
скорость $\bar{v}_g$, %

Параметр	Фракция, мкм					
	0—2	2—4	4—8	8—16	16—32	32—64
N	78,3	15,4	5,6	0,56	0,11	0
m	1,9	9,9	28,9	23,1	36,3	0
$\bar{v}_g$	0,01	0,4	4,1	13,1	82,4	0

Примечание. При плотности частиц $2,5 \text{ г/см}^3$ $\bar{v}_g = 8 \text{ см/с}$.

ствуют на всех высотах тропосферы (по крайней мере до 5 км), что необходимо иметь в виду при любых попытках рассчитать гравитационные потоки терригенного аэрозоля в океан [38]. К сожалению, плотность и вещественный состав очень крупных частиц практически не изучены и, следовательно, вычислить скорость оседания их крайне сложно. Ненадежность расчетов интенсивности сухого осаждения минеральной пыли еще более усиливается из-за трудностей, связанных с описанием турбулентной диффузии и конвективных токов воздуха и взаимодействия аэрозоля с поверхностью земли или водоема [9]. Поэтому на практике отдается предпочтение формальному уравнению потока сухого осаждения [31]:

$$F = v_{\text{эф}} N, \quad (2)$$

где $v_{\text{эф}}$ — эффективная скорость осаждения, которая в неявном виде учитывает все процессы, влияющие на скорость осаждения аэрозоля; N — концентрация частиц в воздухе.

Обсуждая данные, приведенные в работе [16], мы уже отмечали аномально высокие (40 см/с) значения $v_{\text{эф}}$, вытекающие из представленных в ней измерений. В работе [54] эффективная скорость сухого осаждения аэрозолей в Англии составила около 0,35 см/с. Для радиоактивных изотопов (^{210}Pb , ^{131}I , ^{214}Pb , ^{214}Bi) $v_{\text{эф}}$ обычно находится в пределах 0,05—5 см/с [31]. Наряду с этим вычисленные по данным, приведенным в работе [49], среднемассовые скорости гравитационного осаждения сетного аэрозоля дают величины порядка 10—50 см/с. Таким образом, диапазон оценок $v_{\text{эф}}$ очень велик — три порядка, что, на наш взгляд, заставляет с большой осторожностью относиться к различного рода расчетам масштабов сухого осаждения аэрозолей, использующих как закон Стокса, так и полуэмпирическое уравнение (2).

Несколько проще обстоит дело с оценками количества аэрозолей, выводимых из атмосферы осадками. Имеющиеся данные [31, 54] показывают, что между весовой концентрацией аэрозолей в воздухе (C_a , мкг/м³) и воде атмосферных осадков (C_w , мкг/л) существует зависимость, отражаемая простым соотношением:

$$C_w/C_a \approx \text{const}, \quad (3)$$

причем $\text{const} \approx 1000$ (табл. 4). Используя это соотношение и зная среднюю концентрацию аэрозолей в воздухе, а также годовое количество осадков, можно приближенно вычислить поток вещества, выводимого из атмосферы в результате влажного осаждения. Такой способ определения потоков ряда микроэлементов из атмосферы в океан уже использовался автором [29], и более полные современные данные [62] в целом подтверждают сделанные ранее оценки.

Надежных экспериментальных определений о соотношении влажного и сухого осаждения аэрозолей в условиях морской атмосферы, к сожалению, нет. Для континентальных условий соотношение влажного и сухого осаждения зависит прежде всего от общего количества выпадающих осадков, их интенсивности и продолжительности. Обычно концент-

Значения фактора вымывания (const) для химических элементов и радиоизотопов, содержащихся в атмосфере

Элемент	Англия, Враймайс [54]	СССР, ЕТС (радиоизотопы) [31]	США, Чердон, Небраска [60]	Аляска, Барроу [58]
Бериллий	—	910	—	—
Натрий	2900	—	—	240
Магний	—	—	—	330
Алюминий	620	—	850	1100
Фосфор	—	780—1200	—	—
Сера	—	650	—	—
Хлор	2300	—	—	—
Кальций	—	—	—	2350
Скандий	710	—	—	—
Ванадий	510	—	—	170
Хром	1200	—	—	—
Марганец	760	1400	1180	910
Железо	890	—	—	—
Кобальт	780	—	—	—
Медь	880	—	1070	—
Цинк	1050	—	810	100
Мышьяк	640	—	—	—
Селен	—	—	—	—
Бром	620	—	—	—
Рубидий	640	—	—	—
Цирконий	—	1200	—	—
Рутений	—	1400	—	—
Серебро	—	—	670	—
Кадмий	—	—	700	160
Сурьма	1150	780	—	—
Иод	—	1800	—	—
Цезий	1050	1300	—	—
Барий	—	1200	—	—
Церий	1400	1800	—	—
Свинец	450	1300	140	—
Полоний	—	2200	—	—
Торий	920	—	—	—
Минеральная пыль	—	4100	—	—

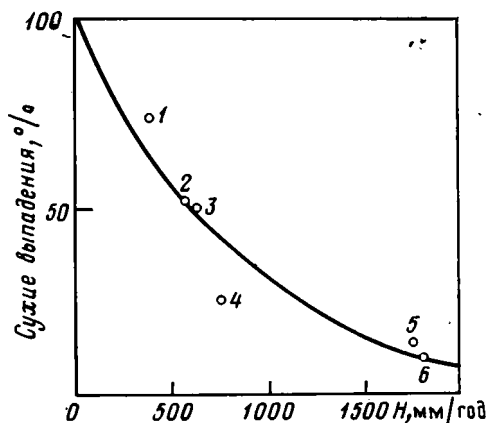
рация примесей, в том числе аэрозолей, в воздухе экспоненциально уменьшается с увеличением количества выпавших осадков [31]:

$$N_h = N_0 \exp(-bh), \quad (4)$$

где N_0 и N_h — соответственно начальная концентрация примеси и концентрация после выпадения h осадков; b — коэффициент пропорциональности, зависящий от вида и характера атмосферных осадков. Так, например, в Приэльбрусье b равно $0,14 \text{ мм}^{-1}$ для снега и $0,59 \text{ мм}^{-1}$ для дождей [8].

Теоретически, зная среднюю концентрацию аэрозолей в сухие периоды, а также среднюю продолжительность, интенсивность и характер осадков, по уравнению (4) можно оценить массу аэрозолей, выводимых из атмосферы в течение года в результате влажного осаждения, а при известной средней скорости сухого осаждения — вычислить массу сухих выпадений. Сравнение этих двух величин позволяет оценить отношение влажного и сухого осаждения для того или иного района. Однако в практическом отношении такой подход неосуществим из-за недостатка необходимой гидрометеорологической информации (особенно для акваторий морей и океанов). Поэтому для выяснения доли сухого осаждения аэрозолей наиболее целесообразен поиск полуэмпирических зависимостей с использованием среднегодовых величин суммарных осадков, данные о которых имеются в многочисленных справочниках. Из качественных соображений ясно, что доля сухого осаждения α должна быть равной единице при полном отсутствии осадков и стремиться к нулю при

Зависимость доли сухих выпадений от среднегодового количества атмосферных осадков [12, 31, 37, 54]
1 — Ташкент; 2 — Москва; 3 — Париж; 4 — Бельгия; 5 — Токио; 6 — Враймайр (Великобритания)



возрастании их среднегодового количества, т. е. $\alpha \rightarrow 1$ при $h \rightarrow 0$ и $\alpha \rightarrow 0$ при $h \rightarrow \infty$. Очевидно, что этим условием удовлетворяет функция вида

$$\alpha = \frac{1}{1 + \beta h} \quad (5)$$

Действительно, как видно из фигуры, построенной на основании имеющихся сведений о доли сухого осаждения радиоактивных аэрозолей в местах с разным среднегодовым количеством осадков [12, 31, 37, 54], уравнение (5) правильно передает вид зависимости α от h , что позволяет по известной величине среднегодового количества атмосферных осадков приближенно оценивать соотношение сухого и влажного осаждения аэрозолей, включая акватории морей и океанов.

МАСШТАБЫ ПОСТУПЛЕНИЯ ТЕРРИГЕННОГО АЭРОЗОЛЯ В ОКЕАН

Из предыдущего обсуждения следует, что приводимые обычно оценки поступления в океан терригенного аэрозоля, основанные на расчетах скорости гравитационного осаждения, весьма ненадежны. Поэтому мы попытались провести подобную оценку несколько иным путем, учтя отдельно фоновые выпадения и периодические пылевые выбросы из основных районов генерации терригенного аэрозоля. Как следует из данных, приведенных в табл. 1, средняя фоновая концентрация терригенного аэрозоля составляет около $1,5 \pm 0,5$ мкг/м³, а среднее годовое количество атмосферных осадков над океаном 900 мм [35], что при использовании соотношения (3) дает концентрацию минеральной пыли в осадках, равную приблизительно $1,5 \pm 0,5$ мг/л, и поток влажного осаждения $1,35 \pm 0,45$ г/м²·год, или 490 млн. т/год для всего океана. Если распространить зависимость доли сухих выпадений от годового количества осадков (см. фигуру) на океанские условия, то при количестве осадков 900 мм доля сухого осаждения составит примерно 35% от общей суммы, или 54% от влажного осаждения. При величине последнего, равной 490 млн. т, фоновое выпадение путем сухого осаждения составит примерно 265 млн. т, а суммарное фоновое выпадение — 755 млн. т.

Для суждения о количестве минеральной пыли, поступающей в океан в результате пылевых выбросов из главных очагов генерации терригенного аэрозоля, воспользуемся данными Л. Г. Бондарева [6], вычислившего для основных районов с интенсивным периодическим запылением произведение числа дней в году с пылевыми туманами на площадь их распространения в млн. км² (табл. 5). В целом для Мирового океана этот показатель равен 174,5, причем для «Моря мрака» он составляет 76,3, или 43,7%. Для «Моря мрака» имеются оценки количества переносимой² с воздушными течениями пыли, которые довольно хорошо со-

² Переносимой, но не отложенной! Эти оценки не связаны с принятием той или иной скорости гравитационного осаждения, а основываются на материалах наблюдений.

Сведения об основных районах эоловой аккумуляции над океаном [6] и вклад «Моря мрака» в общую эоловую аккумуляцию

Район аккумуляции	Площадь распространения сухих пыльных туманов разной степени повторяемости, млн. км ²		
	25—35% (27 дней)	15—25% (18 дней)	10—15% (11 дней)
<i>Районы зимней аккумуляции</i>			
«Море мрака»	0,3	1,1	3,3
Воды, омывающие Юго-Западную Африку	—	—	0,2
Воды, омывающие западное побережье Южной Америки	—	—	0,3
<i>Районы летней аккумуляции</i>			
«Море мрака»	—	0,3	0,7
Красное и Аравийское моря	1,0	1,4	1,1
Воды, омывающие Юго-Западную Африку	—	—	0,5
Воды, омывающие западное побережье Южной Америки	—	—	0,2
Воды, омывающие аридные районы западных побережий Мексики и США	—	0,3	0,7
Западная часть Средиземного моря	—	—	0,6

Примечание. Показатель масштабов эоловой аккумуляции в перечисленных районах — произведение числа дней с туманами на площадь их распространения, млн. км²: 1) «Море мрака» 76,3; 2) все районы 174,5. Доля «Моря мрака» в общей эоловой аккумуляции составляет 43,7%.

гласуются между собой. Так, по данным, приведенным в работе [21], эта величина составляет 25—50 млн. т/год, а по сведениям, приведенным в работе [13], через меридиан 20° з.д. между 10—25° с. ш. переносится около 53 млн. т/год. Судя по уменьшению концентрации пыли на западе этого района [19, 21], более 90% переносимой пыли осаждается в ходе переноса. Таким образом, можно предположить, что примерно 50 млн. т терригенного аэрозоля, связанного с пылевыми выбросами, осаждается в пределах «Моря мрака» и прилегающих акваторий. Данная величина, как следует из табл. 5, соответствует 43,7% общих пылевых выбросов из центров генерации терригенного аэрозоля и отсюда общее поступление минеральной пыли в течение сильных сверхфоновых пылевых выбросов составит около 114 млн. т. Суммируя все приходные статьи атмосферного поступления терригенного аэрозоля, в итоге получим величину порядка 870 млн. т/год.

Речной сток взвешенных веществ оценивается в общей сложности в 18500 млн. т/год [23], и тогда вклад эолового материала составит примерно 4,5%. Однако 90% речных взвесей осаждается в зоне шельфа и начале континентального склона [24], а в пелагиаль проникает всего около 1800—1900 млн. т/год. Поскольку пелагиаль занимает около 77% от площади всего океана, то модуль поступления речной терригенной взвеси составляет около 6,5—6,8 г/м²·год. Эта величина сравнима с потоком влажного осаждения в фоновых районах, составляющим примерно 1,35 г/м²·год в среднем для всей палегиали, и должна быть несколько выше (может быть, около 2 г/м²·год) с учетом явлений сухого осаждения.

Таким образом, терригенный эоловый материал в среднем для океанской пелагиали составляет 20—30% от массы ежегодно привносимых туда речных взвесей, но очевидно, что для центральных районов океанов относительный вклад эолового материала может быть существенно выше и, вероятно, даже превышать привнос речных взвесей. Однако этот вопрос требует специального рассмотрения.

1. Абрамов Р. В. Пыль в атмосфере над Атлантическим океаном//Условия седиментации в Атлантическом океане. М.: Наука, 1971. С. 7—30.
2. Алексина И. А. К характеристике эолового материала восточного побережья среднего Каспия//Докл. АН СССР. 1959. Т. 127. № 2. С. 427—430.
3. Апполов Б. А. Влияние эоловой аккумуляции на обмеление северной части Каспийского моря//Изв. Центр. гидрометеорол. бюро. 1923. Вып. 2. С. 273—275.
4. Батчер С., Чарлсон Р. Введение в химию атмосферы. М.: Мир, 1977. 270 с.
5. Берг Л. С. Климат и жизнь. М.: Географгиз, 1947. 356 с.
6. Бондарев Л. Г. Вечное движение. М.: Мысль, 1974. 158 с.
7. Бруевич С. В., Гудков М. П. Атмосферная пыль над Каспийским морем (к вопросу о морском осадкообразовании)//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1954. № 4. С. 18—28.
8. Бурцев И. И. О вымывании осадками искусственных радиоактивных аэрозолей из атмосферы//Радиоактивные изотопы в атмосфере и их использование в метеорологии. М.: Атомиздат, 1965. С. 217—229.
9. Бызова Н. Л., Махонько К. П. О взаимодействии аэрозолей с подстилающей поверхностью//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1968. Т. 4. № 9. С. 1000—1003.
10. Влодавец В. И. Заметка о навевном минеральном осадке во льдах//Тр. Арктического ин-та. 1936. Т. 33. С. 79—85.
11. Григорьев Ал. А., Липатов В. Б. Распространение пылевых загрязнений в Приарале по наблюдениям из космоса//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1983. № 4. С. 73—77.
12. Дмитриева Г. В. К вопросу о «сухих» выпадениях радиоактивных продуктов деления на поверхность Земли//Исследование процессов самоочищения атмосферы от радиоактивных изотопов. Вильнюс: Минтис, 1968. С. 173—179.
13. Емельянов Е. М., Кооль Л. В. Перенос эоловой пыли и ее роль в процессах осадкообразования в Атлантическом океане//Литология и полез. ископаемые. 1979. № 2. С. 3—15.
14. Живаго В. Н. Распределение эоловой взвеси над центральными и северными районами Индийского океана//Гидрофизические и гидрооптические исследования в Индийском океане. М.: Наука, 1975. С. 200—213.
15. Живаго В. Н., Богданов Ю. А. Эоловая взвесь над Атлантическим и Тихим океанами. Гидрофизические и гидрооптические исследования в Атлантическом и Тихом океанах. М.: Наука, 1974. С. 259—279.
16. Журавель Т. А., Мединец В. И., Фетисов Л. П. Определение параметров выведения аэрозоля из приводной атмосферы//Тр. Гос. океанограф. ин-та. 1983. Вып. 170. С. 94—97.
17. Зверев В. Л., Спиридонов А. И., Швеи В. М. О балансе урана в океане//Геохимия. 1976. № 5. С. 765—771.
18. Кондратьев К. Я., Григорьев Ал. А., Покровский О. М., Шалина Е. В. Космическое дистанционное зондирование атмосферного аэрозоля. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 216 с.
19. Кондратьев К. Я., Поздняков Д. В. Аэрозольные модели атмосферы. М.: Наука, 1981. 104 с.
20. Котляков В. М., Гордиенко Ф. Г. Изотопная и геохимическая гляциология. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
21. Куде-Госсен Ж., Роньон П. Пыль Сахары//Наука и жизнь. 1985. № 2. С. 80—86.
22. Кэда Р. Д. Взвешенные частицы в нижней атмосфере//Химия нижней атмосферы. М.: Мир, 1986. С. 90—154.
23. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
24. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
25. Махонько К. П., Работнова Ф. А. Концентрация минеральной пыли в атмосфере на территории СССР//Метеорология и гидрология. 1981. № 1. С. 61—65.
26. Миклишанский А. З., Яковлев Ю. В., Савельев Б. В., Зуев А. П. Содержание и химический состав минеральной фазы в ядрах ледникового покрова центральных районов Антарктиды//Геохимия. 1980. № 2. С. 286—293.
27. Нансен Ф. Среди тюленей и белых медведей//Собрание сочинений. Т. 5. Л.: Изд-во Главсевморпути. 1939. С. 17—458.
28. Саваренский Ф. П. Об атмосферной пыли, выпавшей со снегом с 8 на 9 апреля 1907 г. в окрестностях г. Калуги (1911 г.)//Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР. 1950. С. 19—20.
29. Савенко В. С., Аникиев В. В., Колесов Г. М. Поступление токсичных элементов в морскую воду из атмосферы//Материалы 5-го Всес. симпозиума. Таллин, 18—21 ноября 1975 г. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1975. С. 135—139.
30. Свердруп Г. У. Плавание на судне «Мод» в водах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского//Материалы Комиссии по изучению Якутской АССР. 1930. Вып. 30. 441 с.
31. Стыро Б. И., Луянас В. Ю., Шипаускас К. К. Радиоактивность атмосферы и метеорология. Вильнюс: Минтис, 1975. 271 с.
32. Тарасов Г. А. Влияние эолового сноса на осадкообразование в Баренцевом море//Докл. АН СССР. 1979. Т. 244. № 3. С. 728—730.
33. Федосов М. В. Эоловая аккумуляция на северном Каспии//Докл. АН СССР. 1950. Т. 75. № 6. С. 847—849.
34. Фетт В. Атмосферная пыль. М.: ИЛ, 1961. 336 с.
35. Хорн Р. Морская химия. М.: Мир, 1972. 339 с.

36. Хрусталеv Ю. П., Федюнина В. И. Роль золотого фактора в современном осадко-накоплении Азовского моря//Докл. АН СССР. 1975. Т. 224. № 2. С. 434—436.
37. Шеми-заде А. Э. О сухих выпадениях продуктов ядерных испытаний//Атомная энергия. 1968. Т. 24. № 5. С. 474—475.
38. Эльмесов М. С., Степанов Г. В. Результаты исследований содержания в атмосфере гигантских и сверхгигантских аэрозольных частиц//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1979. Т. 15. № 6. С. 639—647.
39. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. М.: Мир, 1965. 424 с.
40. Aston S. R., Chester R., Johnson L. R., Padgham R. C. Eolian dust from the lower atmosphere of the eastern Atlantic and Indian oceans, China sea and sea of Japan//Marine Geol. 1973. V. 14. № 1. P. 15—28.
41. Biscaye P. E., Chesselet R., Prospero J. M. Rb—Sr, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope system as an index of provenance of continental dusts in the open Atlantic ocean//J. Rech. Atmosph. 1974. V. 8. № 3—4. P. 819—829.
42. Chester R., Elderfield H., Griffin J. J. Dust transport in the North-east and south-east winds in the Atlantic ocean//Nature. 1971. V. 233. № 5320. P. 474—476.
43. Chester R., Johnson L. G. Atmospheric dust collected off the west African coast//Nature. 1971. V. 229. № 5380. P. 105—107.
44. Chester R., Johnson L. G. Atmospheric dust collected off the Atlantic coasts of North Africa and the Iberian Peninsula//Marine Geol. 1971. V. 11. № 4. P. 251—260.
45. Delany A. C., Parkin D. W., Griffin J. J. e. a.//Airborn dust collected at Barbados//Geochim. et cosmochim. acta. 1967. V. 31. № 5. P. 885—909.
46. Fergusson W. S., Griffin J. J., Goldberg E. D. Atmospheric dust from the North Pacific—a short note on a long-range eolian transport//J. Geophys. Res. 1970. V. 75. № 6. P. 1137—1139.
47. Goldberg E. D., Griffin J. J. The sediments of the northern Indian ocean//Deep-Sea Res. 1970. V. 17. № 3. P. 513—532.
48. Hammer C. U. Past volcanism revealed by Greenland Ice sheet impurities//Nature. 1977. V. 270. № 5637. P. 482—486.
49. Johnson L. G. Particle-size fractionation of eolian dusts during transport and sampling//Marine Geol. 1976. V. 21. № 1. P. 17—21.
50. Junge C. E. Our knowledge of the physico-chemistry of aerosols in the undisturbed marine environment//J. Geophys. Res. 1972. V. 77. № 27. P. 5183—5200.
51. Parkin D. W., Delany A. C., Delany A. C. A search for airborne cosmic dust on Barbados//Geochim. et cosmochim. acta. 1967. V. 31. № 8. P. 1311—1320.
52. Parkin D. W., Phillips D. R., Sullivan R. A. L., Johnson L. Airborne dust collection over the North Atlantic//J. Geophys. Res. 1970. V. 75. № 9. P. 1782—1793.
53. Patterson E. M., Gillette D. A. Commonalities in measured size distribution for aerosols having a soil-derived component//J. Geophys. Res. 1977. V. 82. № 15. P. 2074—2082.
54. Peirson D. H., Cawse P. A., Salmon L., Cambray R. S. Trace elements in the atmospheric environment//Nature. 1973. V. 241. № 5387. P. 252—256.
55. Prospero J. M. Atmospheric dust studies on Barbados//Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1968. V. 49. № 6. P. 645—652.
56. Prospero J. M. Mineral and sea salt aerosol concentration in various ocean region//J. Geophys. Res. 1979. V. 84. № C2. P. 725—731.
57. Prospero J. M., Bonatti E. Continental dust in the atmosphere of the eastern equatorial Pacific//J. Geophys. Res. 1969. V. 74. № 13. P. 3362—3371.
58. Rahn K. A., McCaffrey R. J. Compositional differences between Arctic aerosol and snow//Nature. 1979. V. 280. № 5722. P. 479—480.
59. Savoie D. L., Prospero J. M. Aerosol concentration statistics for the Northern tropical Atlantic//J. Geophys. Res. 1977. V. 82. № 37. P. 5954—5964.
60. Struempfer A. W. Aerosol metal relationships in air and precipitation//Environment Internat. 1979. V. 2. № 1. P. 63—65.
61. Tomadin L., Lenaz R., Landuzzi V. e. a. Wind-blown dusts over the Central Mediterranean//Oceanol. acta. 1984. V. 7. № 1. P. 13—23.
62. Waldichuk M. Exchange of substances between the atmosphere and the oceans//Third Internat. Sympos. on Integrated global monitoring of the State of the Biosphere. Tashkent, USSR, 13—20 October, 1985. Preprint. 31 p.
63. Windom H. L. Atmospheric dust records in permanent snowfields implications to marine sedimentation//Bull. Geol. Soc. America. 1969. V. 80. № 5. P. 761—782.

УДК 549.62 : 548.7

КРИСТАЛЛОХИМИЯ ГЛОБУЛЯРНЫХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ

ЦИПУРСКИЙ С. И., ИВАНОВСКАЯ Т. А.

Обобщаются результаты, полученные при структурно-кристаллохимическом изучении глобулярных диоктаэдрических 2:1 слоистых силикатов, представленных в изученных отложениях разного возраста низкозарядными слюдами — глауконитом, Al-глауконитом и иллитом, а также их структурными разновидностями (гидрослюдами и смешанослойными образованиями). Среди этих минералов выделены три структурно-изоморфных ряда: глауконит→глауконит-сметит, Al-глауконит→Al-глауконит-сметит и иллит→иллит-сметит, представители которых различаются по кристаллохимическим особенностям и стратиграфической приуроченности.

Цель настоящей статьи — изложение результатов, полученных при структурно-кристаллохимическом изучении глобулярных разновидностей диоктаэдрических 2:1 слоистых силикатов, представленных глауконитом, Al-глауконитом (Fe-иллитом) и иллитом, а также их структурными разновидностями (гидрослюдами и смешанослойными минералами). Эти силикаты приурочены к морским отложениям разного литологического типа и возраста — от нижнего рифея до нижнего кембрия включительно в СССР, а также в палеогене Сирии. В терригенных породах (песчаниках и алевролитах), нередко переслаивающихся с глинистыми породами, изученные глобулы встречены Т. А. Ивановской в разрезах верхнего рифея Южного Урала, верхнего протерозоя Восточной Сибири и нижнего кембрия Северной Эстонии. В доломитах они отобраны этим же автором в устьюдомской свите венда, а в известняках — в пестроцветной свите нижнего кембрия. Помимо этого анализировался материал из мергелей палеогенового (палеоценового и эоценового) возраста Сирии (коллекция В. А. Крашенинникова). Краткое описание пород в изученных разрезах и анализ их эпигенетических (катагенетических) изменений даны в работе [7]; подробнее эти вопросы будут рассмотрены в отдельной публикации.

Представленная статья дополняет уже известные в литературе кристаллохимические данные по глобулярным слоистым силикатам [1, 8, 9, 14, 15]. Особенно это касается глобул докембрийского возраста, сложенных иллитовыми и Al-глауконитовыми минералами, которые по сравнению с собственно (железистым) глауконитом изучены еще очень слабо. Структурно-кристаллохимическая характеристика слоистых силикатов, частично приведенная ранее [3—7, 10], основана на химических, дифракционных (рентгеновских и электронографических) и ИК-спектроскопических исследованиях, выполненных в ГИН АН СССР.

Кристаллохимические формулы изученных минералов приведены в табл. 1 и 2, а их дифракционные характеристики — в табл. 3 и 4. Как видно из данных этих таблиц, среди исследованных образцов разного состава, придерживаясь классификации [8, 11], мы выделяем неразбухающие минералы, содержащие <10% смектитовых слоев, а также гидрослюды и смешанослойные образования (соответственно 10—20 и >20% смектитовых слоев). Преобладающее место в изученной выборке занимают гидрослюды (25 образцов из 60). Неразбухающие и смешанослойные минералы встречены в меньшем количестве (20 и 15 образцов соответственно). Наиболее полные кристаллохимические характеристики приведены для гидрослюды и смешанослойных образований. Что касается неразбухающих минералов, то подобные характеристики получены только для четырех образцов; в остальных образцах эти минералы представлены либо недостаточным для изучения количеством

Кристаллохимические формулы палеогенового возраста

Таблица 1

Номер образца	Размер, мм	Плотность, г/см³	Катионы										Заряды			Степень желе- зистости
			тетраэдри- ческие		октаэдрические					межслоевые			тетраэдри- ческие	октаэдри- ческие	межслое- вые	
			Si	Al	Fe³⁺	Al	Fe²⁺	Mg	Σ	K	Na	Ca				
1	0,2—0,1	2,45—2,7	3,68	0,32	0,82	0,54	0,06	0,68	2,10	0,60	0,03	0,07	15,68	5,56	0,77	0,60
2	0,315—0,16	2,55—2,65	3,71	0,29	0,93	0,43	0,05	0,66	2,07	0,59	0,02	0,08	15,71	5,50	0,77	0,68
3	0,315—0,2	2,5—2,6	3,68	0,32	1,07	0,26	0,03	0,81	2,17	0,54	0,03	0,03	15,68	5,67	0,63	0,80
4	0,2—0,1	2,6—2,7	3,75	0,25	0,81	0,55	0,06	0,64	2,06	0,68	0,02	0,02	15,75	5,48	0,74	0,60
5A	0,315—0,16	2,55—2,6	3,69	0,31	0,91	0,54	0,03	0,55	2,03	0,61	0,01	0,08	15,69	5,51	0,78	0,63
5Б	0,315—0,16	2,65—2,7	3,71	0,29	0,94	0,43	0,06	0,61	2,04	0,64	0,02	0,10	15,71	5,45	0,86	0,69
5B	0,315—0,16	2,75—2,8	3,69	0,34	0,94	0,42	0,07	0,58	2,01	0,75	0,06	0,08	15,69	5,38	0,97	0,69
6A	0,315—0,2	2,45—2,5	3,75	0,25	0,69	0,74	0,02	0,58	2,03	0,46	0,04	0,12	15,75	5,49	0,74	0,48
6Б	0,315—0,2	2,55—2,6	3,60	0,40	0,76	0,71	0,06	0,60	2,13	0,60	0,02	0,01	15,60	5,73	0,64	0,52
6B	0,315—0,2	2,7—2,75	3,68	0,32	0,83	0,52	0,07	0,58	2,00	0,71	0,03	0,11	15,68	5,35	0,96	0,61
7A	0,315—0,2	2,45—2,5	3,73	0,27	0,88	0,62	0,03	0,55	2,08	0,51	0,03	0,06	15,73	5,66	0,66	0,59
7Б	0,315—0,2	2,5—2,55	3,70	0,30	0,87	0,59	0,03	0,54	2,03	0,55	0,03	0,10	15,70	5,52	0,78	0,60
7B	0,315—0,2	2,55—2,65	3,71	0,29	0,95	0,56	0,02	0,54	2,07	0,57	0,03	—	15,71	5,65	0,60	0,63
7Г	0,315—0,2	2,7—2,75	3,70	0,30	0,93	0,44	0,07	0,53	1,97	0,71	0,03	0,11	15,70	5,31	0,96	0,68
8A	0,315—0,16	2,55—2,6	3,68	0,32	0,73	0,71	0,05	0,63	2,12	0,59	0,02	0,01	15,68	5,68	0,63	0,51
8Б	0,315—0,16	2,6—2,65	3,75	0,25	0,85	0,60	0,03	0,48	1,96	0,67	0,01	0,08	15,75	5,37	0,84	0,59
9A	0,315—0,2	2,55—2,6	3,66	0,34	0,78	0,66	0,04	0,63	2,11	0,60	0,02	0,04	15,66	5,66	0,70	0,54
9Б	0,315—0,2	2,6—2,65	3,73	0,27	0,92	0,55	0,03	0,57	2,07	0,56	0,01	0,06	15,73	5,61	0,69	0,63
9B	0,315—0,2	2,6—2,7	3,68	0,32	0,74	0,65	0,06	0,68	2,13	0,63	0,02	—	15,68	5,65	0,65	0,53
9Г	0,315—0,2	2,65—2,75	3,71	0,29	0,93	0,50	0,04	0,56	2,03	0,65	0,01	0,07	15,71	5,49	0,80	0,65
10	0,2—0,1	2,55—2,6	3,69	0,31	1,01	0,53	0,01	0,49	2,04	0,56	0,01	0,06	15,69	5,62	0,69	0,66
11	0,315—0,16	2,55—2,6	3,76	0,24	0,97	0,46	0,02	0,58	2,03	0,57	0,03	0,08	15,76	5,49	0,76	0,68

Кристаллохимические формулы минералов кембрийского и докембрийского возраста

Таблица 2

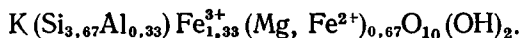
Номер образца	Тип пород	Размер зерна, мм	Плотность зерна, г/см³	Катионы										Заряды			Степень желе- зистости
				тетраэдрические		октаэдрические					межслоевые			тетраэдри- ческие	октаэдри- ческие	межслое- вые	
				Si	Al	Fe²⁺	Al	Fe²⁺	Mg	Σ	K	Na	Ca				
Нижний кембрий Северной Эстонии и Учуро-Майского региона																	
1	Глины и алевролиты	0,315—0,2	2,7—2,75	3,54	0,46	1,10	0,57	0,11	0,24	2,02	0,70	0,03	—	15,56	5,71	0,73	0,66
2		0,315—0,2	2,7—2,75	3,57	0,43	1,10	0,57	0,08	0,25	2,01	0,69	0,03	—	15,57	5,7	0,72	0,66
3		0,315—0,2	2,7—2,75	3,61	0,39	0,94	0,67	0,15	0,26	2,02	0,70	0,03	—	15,61	5,65	0,73	0,56
4		0,2—0,1	2,7—2,75	3,47	0,53	1,20	0,44	0,12	0,32	2,03	0,65	0,01	0,04	15,47	5,8	0,75	0,73
5		0,2—0,1	2,7—2,75	3,53	0,47	1,11	0,47	0,18	0,30	2,06	0,65	0,01	0,04	15,53	5,7	0,74	0,71
6	Известняк	0,1—0,063	2,75—2,8	3,68	0,32	0,79	0,56	0,22	0,49	2,03	0,70	0,02	0,06	15,68	5,47	0,84	0,59
7		0,16—0,1	2,75—2,85	3,59	0,41	0,73	0,76	0,20	0,37	2,06	0,78	0,01	—	15,59	5,61	0,79	0,49
8		0,1—0,063	2,6—2,8	3,62	0,38	0,47	0,92	0,15	0,59	2,13	0,72	0,01	—	15,62	5,65	0,73	0,34
Венд и верхний рифей Южного Урала и Учуро-Майского региона																	
9	Доломит	0,16—0,1	2,6—2,8	3,56	0,44	0,48	0,89	0,11	0,65	2,13	0,75	0,02	—	15,56	5,63	0,77	0,35
10	Песчаник	0,4—0,2	2,55—2,61	3,59	0,41	0,29	1,44	0,04	0,25	2,02	0,60	0,02	0,01	15,59	5,77	0,64	0,17
11	Алевролит	0,1—0,063	—	3,42	0,58	0,53	1,19	0,08	0,25	2,05	0,70	0,01	0,02	15,42	5,82	0,75	0,31
12		0,1—0,063	—	3,58	0,42	0,37	1,31	0,10	0,23	2,01	0,66	0,01	0,02	15,58	5,70	0,71	0,22
13		0,1—0,063	—	3,48	0,52	0,47	1,24	0,08	0,26	2,05	0,70	—	—	15,48	5,81	0,70	0,27
14		0,1—0,063	—	3,44	0,56	0,48	1,16	0,13	0,23	2,06	0,73	0,01	0,03	15,44	5,76	0,80	0,29
15		0,1—0,063	—	3,48	0,52	0,50	1,14	0,16	0,26	2,06	0,75	0,01	—	15,48	5,76	0,76	0,30
16		0,1—0,063	—	3,38	0,62	0,39	1,29	0,14	0,25	2,07	0,78	0,01	—	15,38	5,82	0,79	0,23
17		0,1—0,063	2,7—2,75	3,50	0,50	0,41	1,18	0,08	0,39	2,06	0,75	0,01	—	15,5	5,71	0,76	0,26
18	Аргиллит	0,315—0,2	2,6—2,7	3,54	0,46	0,24	1,24	0,12	0,44	2,04	0,74	0,01	0,06	15,54	5,56	0,87	0,16
19	Алевролит	0,315—0,2	2,65—2,7	2,64	0,36	0,16	1,34	0,11	0,40	2,01	0,75	0,01	0,02	15,64	5,52	0,80	0,19
20		0,1—0,063	2,6—2,7	3,53	0,47	0,31	1,34	0,14	0,26	2,05	0,63	0,03	0,03	15,53	5,75	0,72	0,19
Средний рифей Учуро-Майского региона																	
21	Песчаник	0,63—0,315	2,6—2,65	3,59	0,41	0,78	0,84	0,08	0,38	2,08	0,62	0,02	0,01	15,59	5,78	0,67	0,48
22	Алевролит	0,315—0,2	2,55—2,65	3,63	0,37	0,67	0,90	0,13	0,37	2,07	0,59	0,02	0,03	15,63	5,71	0,63	0,42
23		0,315—0,2	2,6—2,7	3,68	0,32	0,71	0,87	0,16	0,30	2,04	0,61	0,03	0,02	15,68	5,66	0,68	0,45
24		0,315—0,2	2,6—2,7	3,54	0,46	0,52	1,17	0,04	0,27	2,00	0,66	0,02	0,03	15,54	5,69	0,74	0,31
25	Песчаник	0,16—0,1	2,65—2,75	3,44	0,56	0,40	1,27	0,13	0,24	2,04	0,74	0,01	0,02	15,44	5,74	0,79	0,24
26		0,4—0,2	2,7—2,8	3,72	0,28	0,32	0,97	0,15	0,67	2,11	0,77	0,01	—	15,72	5,51	0,78	0,25
Нижний рифей Учуро-Майского региона																	
27	Песчаник	0,4—0,315	2,75—2,8	3,75	0,25	0,58	0,81	0,10	0,48	1,97	0,84	0,02	0,03	15,73	5,33	0,92	0,42

Рентгеновские данные минералов палеогенового возраста

Номер образца	$d(001), \text{\AA}$		Разбухающие слои, %	$d(060), \text{\AA}$ (политип)
	природный	насыщенный		
1	10,30	9,72	25—30	—
2	10,30	9,63	35—40	—
3	10,40	9,83	15—20	—
4	10,00	9,78	20—25	—
5A	—	—	—	1,510 (1M)
5B	9,94	9,74	25—30	—
5B	—	—	—	1,512 (1M)
6B	10,33	9,78	20—25	—
7B	10,28	9,74	25—30	—
8A	10,05	9,80	15—20	1,512 (1M)
9A	10,45	9,72	25—30	1,512 (1M)
9B	10,07	9,78	20—25	—
10	10,28	9,68	30—35	1,512 (1M)
11	10,50	9,76	20—25	—

материала (5 образцов из докембрия Сибири), либо оказались одним из компонентов в глобулах двухфазного слюдяного состава (11 образцов из нижнего кембрия Сибири).

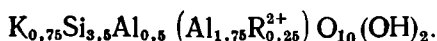
Международным номенклатурным комитетом (МНК) определены кристаллохимические параметры глауконита [12]. Это диоктаэдрический высокожелезистый слюдистый минерал, не содержащий разбухающих слоев, с идеализированной формулой:



Параметр b элементарной ячейки минерала более 9,06 Å. Несколько позднее МНК постановил снизить пределы содержаний калия в структуре глауконита до 0,9 ф.е. [13].

На основании анализа литературного материала по глаукониту [9, 15] видно, что на практике почти всегда содержание межслоевых катионов калия в этом минерале менее 0,9 ф.е. Это касается, в частности, и тех образцов, которые послужили МНК [14] основой для выведения только что приведенной идеализированной формулы. Для минерала характерен широкий диапазон изоморфных замещений в октаэдрических и тетраэдрических позициях. В частности, он может быть представлен как высокожелезистыми, так и высокоалюминиевыми разностями, о которых не упоминается в материалах МНК и которые по содержанию Fe^{3+} в структуре уже не соответствуют собственно глаукониту.

Для низкозарядных неразбухающих Al-содержащих слюдистых минералов (K 0,6—0,8 ф.е.) в отличие от истинных неразбухающих высокозарядных (K 0,9—1,0 ф.е.) Al, Mg-диоктаэдрических слюд (мусковита, фенгита, лейкофиллита) МНК предложено использовать термин «иллит» [13]. Комитетом было подчеркнуто, что подобное название минерала должно даваться не по генетическим, а по кристаллохимическим особенностям, которые для иллита заключаются в следующем. При общем слоевом заряде минерала, составляющем менее 0,8 ф.е., в его составе присутствует фенгитовый компонент. При этом уменьшение слоевого заряда в иллите (на 0,2—0,4 ф.е.) происходит как из-за увеличения степени замещения Si на Al в тетраэдрах, так и при уменьшении концентрации двухвалентных катионов в октаэдрах. Идеализированная формула иллита имеет вид [13]



Исследованные авторами минералы являются низкозарядными (содержание калия не превышает 0,8 ф.е.), и это относится не только к гидрослюдам и смешанослойным минералам, но и к неразбухающим

**Параметры элементарных ячеек и рентгеновские данные минералов
нижнекембрийского и докембрийского возраста**

Номер образца	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	β , градус	$-\cos \beta/a$	<i>d</i> (001), Å		Разбухаю- щие слои, %
	Å					природный	насыщенный	

Нижний кембрий Северной Эстонии и Учуро-Майского региона

1	—	—	—	—	—	10,3	9,82	15—20
2	5,25	9,09	10,13	101,0	0,368	10,4	10,03	15—20
3	5,25	9,09	10,13	101,0	0,368	10,3	9,82	15—20
4	5,24	9,08	10,12	101,0	0,368	10,5	9,86	10—15
5	—	—	—	—	—	10,3	9,89	10—15
6	5,23	9,07	10,15	101,0	0,370	10,0	9,9	5—10
7	—	—	—	—	—	10,0	9,9	5—10
8	—	—	—	—	—	10,18	9,78	20—25

Венд и верхний рифей Южного Урала и Учуро-Майского региона

9	5,21	9,02	10,17	101,2	0,379	9,94	9,87	10—15
10	5,20	9,01	10,26	101,6	0,393	10,5	11; 9,61	15—20
11	5,21	9,01	10,3	101,2	0,383	10,25	9,72	25—30
12	5,21	9,02	10,25	101,1	0,379	10,16	9,8	15—20
13	5,21	9,01	10,25	101,15	0,379	10,23	9,8	15—20
14	5,21	9,01	10,25	101,3	0,379	10,23	9,8	15—20
15	5,21	9,01	10,3	101,2	0,383	10,04	9,82	15—20
17	5,22	9,04	10,26	101,2	0,381	10,28	9,72	25—30
18	5,23	9,02	10,12	101,2	0,375	10,24	9,88	10—15
19	5,22	9,03	10,13	101,2	0,377	10,13	9,97	<5
20	5,22	9,04	10,23	101,2	0,379	10,28	9,61	>30

Средний рифей Учуро-Майского региона

21	5,24	9,06	10,17	101	0,370	10,28	9,82	15—20
22	5,22	9,03	10,13	101,2	0,375	10,28	9,82	15—20
23	5,23	9,06	10,3	101	0,375	10,53	11,05; 9,61	15—20
24	5,23	9,05	10,21	101,2	0,378	10,4	9,8	15—20
25	5,22	9,05	10,17	101,2	0,377	10,16	9,75	20—25
26	5,23	9,05	10,06	100,66	0,356	10,04	9,96	<5

Нижний рифей Учуро-Майского региона

27	5,23	9,06	10,17	101,0	0,371	10,05	9,83	15—20
28	5,22	9,05	10,0	101	—	9,93	9,95	<5

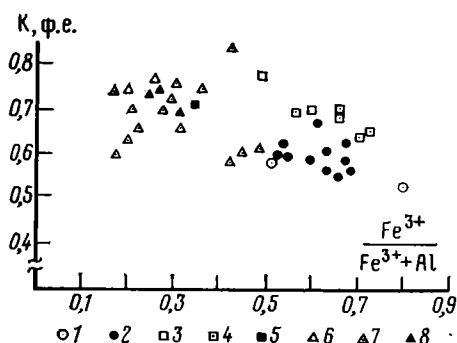
Примечание. В образцах 21—23 политип 1M_d—1M; в остальных — 1M, кроме обр. 28 — 1M_d.

(слюдистым) разновидностям, которые можно отнести к низкозарядным слюдам. Во всей изученной выборке наблюдаются достаточно широкие колебания содержания Fe^{3+} и Al в октаэдрических позициях 2:1 слоев минералов, ф. е.: в низкозарядных слюдах — Fe^{3+} 0,79—0,16¹, Al 0,56—1,34; в гидрослюдах — Fe^{3+} 1,20—0,24, Al 1,44—0,26; в смешанослойных образованиях — Fe^{3+} 1,01—0,31, Al 0,26—1,44. Это приводит и к изменению степени железистости (n)², которая в изученных образцах находится в пределах 0,80—0,16. Среди слюд по составу и степени железистости можно выделить глаукоцит ($\text{Fe}^{3+} > \text{Al}$, $n > 0,50$) и иллит ($\text{Al} \gg \text{Fe}^{3+}$, $n < 0,25$), а промежуточные разновидности отнести к Al-глаукогниту³ ($\text{Al} \geq \text{Fe}^{3+}$, n 0,50—0,25). Такое разделение носит несколько условный характер, особенно в пограничных областях, но в целом для

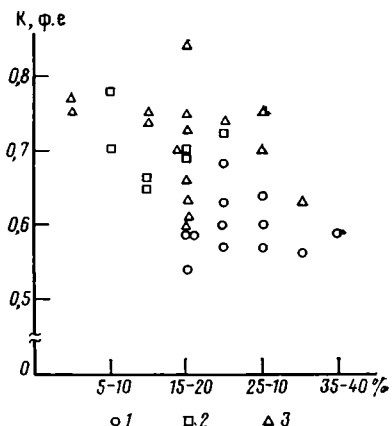
¹ Другим изученным образцам слюд, судя по параметрам элементарной ячейки *b*, равным 9,06—9,10 Å, свойственны более высокие содержания Fe^{3+} в октаэдрических сетках 2:1 слоев, но, как уже указывалось, для них отсутствуют кристаллохимические формулы.

² Степень железистости определяется соотношением $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al})$.

³ Al-глаукоцит по кристаллохимическим особенностям близок к Fe-иллиту [1], но параметры этих минералов пока не определены МНК.



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Зависимость между содержанием калия и степенью железистости в изученных минералах
1—2 — палеогеновые образцы (1 — гидрослюда, 2 — смешанослойные образования);
3—5 — нижнекембрийские образцы (3 — слюды, 4 — гидрослюда, 5 — смешанослойные образования);
6—8 — докембрийские образцы (6 — слюды, 7 — гидрослюда, 8 — смешанослойные образования)

Фиг. 2. Зависимость между содержанием калия в изученных минералах и долей разбухающих слоев в их структуре
Образцы: 1 — палеогеновые; 2 — нижнекембрийские; 3 — докембрийские

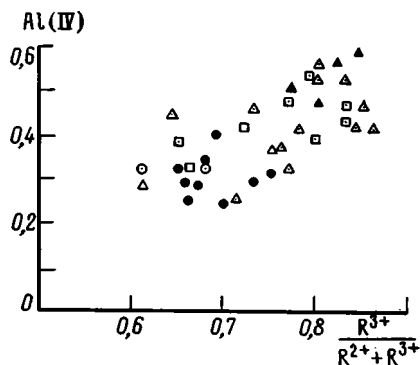
глауконита и иллита оно согласуется с данными, приведенными в работе [10].

Между глауконитом, его Al-разновидностью и иллитом наблюдаются изоморфные замещения $\text{Fe}^{3+} \rightleftharpoons \text{Al}$ в октаэдрических позициях. Так, от глауконита через Al-глауконит к иллиту содержание Fe^{3+} уменьшается от 0,79 до 0,15 ф. е., а содержание Al возрастает от 0,56 до 1,34 ф. е. Это позволяет объединить описанные минералы в один изоморфный ряд, как и в работах [1, 7]⁴, а для каждого из них в свою очередь выделить структурные ряды: слюда — гидрослюда — смешанослойное образование. В этих трех структурно-изоморфных рядах пределы колебаний октакатионов и степени железистости следующие, ф. е.: 1) глауконит — глауконит-сметит (Fe^{3+} 1,20—0,73, Al — 0,26—0,71, $n > 0,5$); 2) Al-глауконит — глауконит-сметит (Fe^{3+} 0,76—0,41, Al 0,76—1,24, n 0,5—0,25); 3) иллит — иллит-сметит (Fe^{3+} 0,40—0,16, Al 1,24—1,44, $n < 0,25$). Иллюстрацией к сказанному служат также табл. 1 и 2 и фиг. 1, на которой рассмотрена зависимость между степенью железистости минералов и содержаниями в них калия.

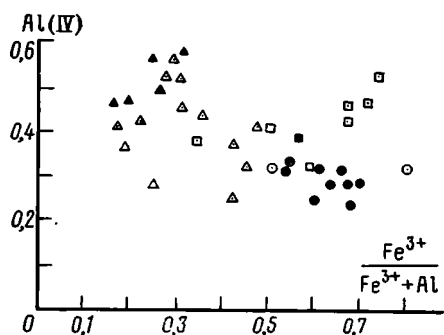
Анализируя содержание калия, можно отметить следующие особенности. Во всех изученных минералах этот катион преобладает в межслоевых позициях. Его содержание в низкозарядных слюдах разного состава изменяется незначительно (0,70—0,78), а в гидрослюдах и смешанослойных образованиях варьирует в широких пределах (0,54—0,78, в одном случае до 0,84). При этом наиболее низкое количество калия (<0,6 ф. е.) присуще глауконитовым гидрослюдам и смешанослойным глауконит-сметитовым минералам из палеогена Сирии, но иногда отмечается и для докембрийских иллит-сметитовых образований.

Четкой зависимости между степенью железистости минерала и концентрацией калия в его структуре в изученной выборке не наблюдается. Можно лишь отметить нечетко выраженную тенденцию к уменьшению содержания калия с увеличением степени железистости мине-

⁴ В работе [7] для изученных Al-содержащих слюистых минералов употребляются термины «Fe-фенгит» и «Al-глауконит». С точки зрения кристаллохимических особенностей более правомерно вместо Fe-фенгита использовать термин «иллит».



Фиг. 3



Фиг. 4

Фиг. 3. Зависимость величины тетраэдрического заряда слоев от соотношения двух- и трехвалентных катионов в октаэдрических сетках. Усл. обозн. см. фиг. 1

Фиг. 4. Зависимость величины тетраэдрического заряда слоев от степени железистости. Усл. обозн. см. фиг. 1

ралов, но она намечается только благодаря присутствию низкокальневых палеогеновых образцов (см. фиг. 1).

Описанная в литературе зависимость уменьшения доли смектитовых слоев с увеличением содержания калия в исследованных докембрийских и кембрийских минералах не прослеживается. Эта зависимость проявляется лишь с включением в рассмотрение палеогеновых образцов, в целом обладающих повышенной долей разбухающих слоев и пониженным содержанием калия (фиг. 2).

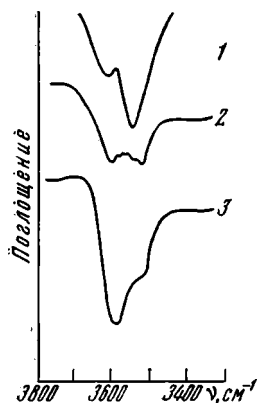
Как видно на фиг. 2, в минералах с достаточно высоким ($\geq 0,7$ ф. е.) содержанием калия разбухающие слои могут как практически отсутствовать ($< 10\%$), так и достигать значительной доли (до 25—30% и выше). И наоборот, при одном и том же содержании разбухающих слоев (15—20%) количество калия в структуре может резко колебаться (от 0,54 до 0,84 ф. е.). Такая различная степень смешанослойности может быть обусловлена дезориентацией последовательностей 2:1 слоев минерала. Кроме того, появление разбухающих слоев связано с равномерностью распределения «крупных» катионов K в объеме кристалла, а также с присутствием «мелких» катионов Ca, Na, Mg в его структуре. Так, после насыщения обр. 17, содержащего $> 30\%$ разбухающих слоев, катионами калия в 1 н. растворе K_2CO_3 калий становится единственным межслоевым катионом, и в образце практически исчезают ($< 5\%$) разбухающие слои.

Помимо изовалентного изоморфизма $Fe^{3+} \rightleftharpoons Al$ в изученных образцах достаточно широко наблюдается гетеровалентный изоморфизм в октаэдрических (Fe^{3+} , $Al \rightleftharpoons Mg$, Fe^{2+}) и тетраэдрических ($Si^{4+} \rightleftharpoons Al^{3+}$) сетках 2:1 слоев (см. табл. 1, 2, фиг. 3). Как видно на фиг. 3, содержание тетраэдрического Al явно увеличивается с уменьшением концентрации двухвалентных катионов в октаэдрических сетках, что свидетельствует о различном распределении слоевого заряда между тетраэдрическими и октаэдрическими сетками. В то же время между содержанием тетраэдрического Al и составом трехвалентных катионов такой четкой зависимости не прослеживается; для всей совокупности образцов она лишь намечается, но исчезает, если исключить из рассмотрения палеогеновые данные (фиг. 4).

Изоморфные замещения в октаэдрических позициях 2:1 диоктаэдрических филлосиликатах находят свое отражение в изменении величины параметров их элементарных ячеек. Из дифракционных данных (см. табл. 3, 4) видно, что параметр b изученных минералов меняется при переходе от Al-разновидностей к железистым от 9,01 до 9,10 Å. Кроме того, если в слоистых высокожелезистых силикатах (глауконит) параметр $-C \cos \beta/a$ имеет значение 0,35—0,37, то в минералах алюми-

нивого состава значение его увеличивается до 0,39. Это свидетельствует о достаточно высокой степени искажения полиэдров в структуре, связанной с замещением в октаэдрических позициях 2:1 слоев катионов Fe^{3+} с большими ионными радиусами на более «мелкие» катионы Al. При этом на электронограммах косых текстур (ЭКТ) минералов иллитового состава на 2-м эллипсе наблюдается расщепление двух пар рефлексов $20(l+1)$, $13l$, $20l$, $13(l+1)$, тогда как на ЭКТ глауконитовых минералов эти расщепления практически отсутствуют. Изменения катионного состава находят свое отражение и в распределении интенсивности рефлексов 6-го и 7-го эллипсов, лежащих на малой оси ЭКТ [2]: у высокожелезистых диоктаэдрических 2:1 слоистых силикатов (глауконитовый состав) интенсивность рефлекса, лежащего на 6-м эллипсе, значительно выше интенсивности рефлекса, лежащего на 7-м эллипсе, в то время как у минералов иллитового состава интенсивности этих отражений почти равны.

Особенности ЭКТ, а также рентгеновские дифракционные картины позволяют определить различную степень структурного упорядочения в изученных образцах: от минералов с трехмерной упорядоченной структурой (политипная модификация 1M), когда на ЭКТ фиксируются пространственные рефлексы hkl как с $k=3n$, так и с $k \neq 3n$, до структурно-разупорядоченных, когда на ЭКТ присутствуют рефлексы с $k=3n$, а отражения с $k \neq 3n$ сливаются в диффузионный фон (политип 1Md). При этом трехмерная упорядоченность минерала не связана с характером их смешанослойности⁵; в частности, она может быть достаточно высокой как для собственно низкозарядных слюд разного состава и возраста, практически не содержащих разбухающих слоев, так и для смешанослойных разновозрастных образований, в которых количество этих слоев превышает 20% (см. табл. 3, 4).



Фиг. 5. ИК-спектры изученных минералов
Состав: 1 — глауконитовый; 2 — Al-глауконитовый; 3 — иллитовый

Рентгеновское изучение образцов, подтвердив отмеченные выше различия в степени трехмерной упорядоченности минералов и их смешанослойности, показало также, что способ чередования слюистых и смектитовых слоев в них различен. В частности, наряду с неупорядоченным чередованием слоев ($S=0$) встречено несколько

гидрослюд разного состава из докембрийских отложений с тенденцией к упорядоченному переслаиванию слюистых и смектитовых слоев ($S=2$ и 3).

Изоморфизм в октаэдрических позициях изученных минералов отражается и на их ИК-спектрах в области валентных колебаний ОН-групп (фиг. 5).

Таким образом, диоктаэдрические 2:1 слоистые силикаты, образующие глобулы в изученных отложениях разного возраста, представлены низкозарядными слюдами — глауконитом, его Al-разновидностью и иллитом, между которыми наблюдается непрерывный изоморфный ряд. В свою очередь каждый из этих минералов образует структурный ряд от слюды до смешанослойного образования. Между гидрослюдами и смешанослойными минералами разного состава также отмечается непрерывный изоморфизм, что позволяет для всей совокупности изученных образцов выделить три непрерывных структурно-изоморфных ряда: глауконит → глауконит-смектит, Al-глауконит → Al-глауконит-смектит и иллит → иллит-смектит. Представители каждого из этих рядов различаются по кристаллохимическим особенностям и стратиграфической приуроченности. Глауконитовые минералы встречены в палеогене (Сирия),

⁵ Электронографические исследования происходят в условиях вакуума, что способствует удалению межслоевой молекулярной воды из структуры минерала и может привести к его более высокому трехмерному порядку по сравнению с природным минералом.

а также в нижнем кембрии (Эстония и Сибирь), минералы Al-глауконитового ряда распространены в верхнем протерозое (Сибирь) и реже в нижнем кембрии (Сибирь), а иллит и его структурные разновидности характерны только для верхнего протерозоя (Сибирь, Урал) — от нижнего рифея до венда включительно.

Литература

1. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Генетические типы диоктаэдрических слюд. Сообщение 1//Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 19—33.
2. Звягин Б. Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Наука, 1964. 282 с.
3. Ивановская Т. А. Переходные слои кембрия и докембрия в разрезе Улахан — Сулугур (среднее течение р. Алдан)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 1. С. 30—38.
4. Ивановская Т. А., Ципурский С. И. Особенности глауконита из нижнекембрийских отложений разреза Улахан — Сулугур//Литология и полез. ископаемые. 1982. № 4. С. 79—86.
5. Ивановская Т. А., Аракелянц М. М., Вейс А. Ф., Ципурский С. И. Новые данные к характеристике рифейских отложений Мокуйской параметрической скважины (Юго-Восточная Якутия)//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 6. С. 124—130.
6. Ивановская Т. А., Ципурский С. И., Черкашин В. И., Яхонтова Л. К. Постседиментационные преобразования глауконита рифейских отложений Юго-Восточной Якутии//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 108—118.
7. Ивановская Т. А. Минералогия диоктаэдрических слюд группы глауконита и разновозрастных осадочных образований: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1986. 18 с.
8. Коссовская А. Г., Дриц В. А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдястых минералов осадочных пород//Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 71—95.
9. Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321 с.
10. Николаева И. В., Крашенинников В. А., Головин Д. И., Ивановская Т. А. Возможности радиологического датирования по глаукониту палеогеновых отложений Восточного Средиземноморья//Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 76—88.
11. Омельяненко Б. И., Володинова И. М., Дриц В. А. и др. О содержании понятия «серпичит»//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 5. С. 69—87.
12. Bailey S. W., Brindley G. W., Kodama H., Martin R. T. Report of the Clay Minerals Society Nomenclature Committee for 1977 and 1978//Clays and Clay Minerals. 1979. V. 27. № 3. P. 238—239.
13. Bailey S. W., Brindley G. W., Fanning D. S. e. a. Report of the Clay Minerals Society Nomenclature Committee for 1982 and 1983//Clays and Clay Minerals. 1984. V. 32. № 3. P. 239.
14. Buckley H. A., Bevan J. C., Brown K. M. e. a. Glauconite and celadonite: two separate mineral species//Mineral. Mag. 1978. V. 42. № 323. P. 373—382.
15. Odin G. S. Les glauconies: constitution, formation, age. Theses Doct. Etat. Paris, 1975. 280 p.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
30.XII.1986

УДК 553.068.5 (597.7)

СТРОЕНИЕ ЭЛЮВИАЛЬНО-СКЛОНОВЫХ РОССЫПЕЙ ВЬЕТНАМА В СВЯЗИ С ОСОБЕННОСТЯМИ ЛИТОГЕНЕЗА ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

СПОРЫХИНА Л. В., БЕЛОУСОВ В. Д., ПЕТРОЧЕНКОВ А. А.

Рассмотрены особенности формирования элювиально-склоновых россыпей в условиях длительного химического выветривания и корообразования. Связь с корами отражена на морфологии и масштабах россыпей.

Элювиально-склоновые россыпи, обладающие наиболее тесной пространственной связью с коренными источниками, широко встречаются в оловоносных провинциях субэкваторальной зоны земного шара, где достигают значительных масштабов и являются объектами промышленного освоения [1, 2]. На территории Вьетнама россыпи элювиально-склоновой группы изучены еще недостаточно и перспективы их выявления, по-видимому, до конца не исчерпаны.

Ведущим процессом дезинтеграции коренных пород — начального звена литогенеза — является во Вьетнаме химическое выветривание. Особенности проявления этого процесса контролируются современным гипсометрическим уровнем конкретных участков, близостью к морскому побережью и другим устойчивым базисам денудации, например границам зон унаследованных устойчивых прогибаний. Вопрос о возрасте кор химического выветривания СРВ пока остается открытым. Их образование имеет здесь длительную историю, охватывающую по меньшей мере весь кайнозой, и продолжается в настоящее время. Продукты химического преобразования коренных пород широко встречаются на территории как в связи с рельефом современной поверхности, так и в ископаемом состоянии и представлены площадными и линейными остаточными корами выветривания, залегающими *in situ*, слабо смещенными корами выветривания и продуктами их переотложения.

В пределах денудационных волнистых, мелкохолмистых равнин, мелкосопочника и низкогорья до абсолютных отметок 700—800 м наблюдается площадное развитие латеритных кор выветривания, имеющих в зависимости от геоморфологической приуроченности и литологии субстрата различную мощность, профиль и сохранность [3]. Так, по обрамлению аккумулятивных межгорных и внутригорных впадин в провинции Каобанг, на низкогорно-мелкосопочном массиве Нью Фау, по обрамлению с северо-востока хр. Там Дао, т. е. во внутренних частях территории в коре выветривания повсеместно выделяется верхний глинистый горизонт, где о залегании первичных пород можно судить по оставшимся на месте, разрушенным до щебня и дресвы кварцевым жилам, а также по различной окраске отдельных слоев глин. Видимая мощность этого горизонта, вскрытого выработками, обычно составляет 3—4 м, редко достигая 10 м. Ниже прослеживаются дресвяно-щебнистые горизонты, также красноцветные, постепенно переходящие в структурный элювий. Общая мощность дезинтегрированных и преобразованных в результате химического выветривания пород колеблется от первых до многих десятков метров. Например, на участке Фук Линь одна из скважин прошла до глубины 42 м по измененным, разрушенным до дресвы гранитам триасового возраста; на участке Бан Чиенг глубина распространения продуктов химического выветривания, представленных глинистым материалом с примесью разрыхленного щебня, превышает 20 м; в плотике долины Нгой Лем скважина глубиной 21 м не вышла за пределы коры выветривания; кора на верхнемеловых оловоносных гранитах ула:

Пиа Оак достигает мощности 23 м и т. д. Такие резкие увеличения мощности дезинтегрированных в результате химического выветривания пород наблюдаются в пределах линейных кор выветривания, сопровождающих зоны тектонических нарушений различных рангов, а также линейно-контактных кор на границах пород различного состава. На поднимающихся или стабильных участках морского побережья (До Шон, Зу Лонг), а также на границах структур с разнотектоническими интенсивными неотектоническими движениями (например, горст Там Дао и грабен р. Красной) ввиду большой активности денудационных процессов верхний глинистый горизонт коры обычно редуцирован, и современная поверхность срезает дресвяно-щебнистые горизонты коры или структурный элювий.

Выше отметки 700—800 м площадные коры химического выветривания имеют прерывистое распространение и встречаются на участках выположенного рельефа — литологически обусловленного или, возможно, сохранившегося от более ранних циклов рельефообразования. Кроме того, на любых незначительных выположенных поверхностях, седловинах наблюдаются фрагменты глинистых кор, иногда совсем небольшой мощности, являющиеся, по-видимому, в значительной мере продуктами современного химического выветривания, наложенного как на коренные, так и на рыхлые породы.

По существу растворение карбонатных пород и карстообразование, чрезвычайно характерные для территорий Северного и Центрального Вьетнама, являются разновидностью химического выветривания; рыхлый чехол значительно обогащается глинистым материалом, известным под названием *Terra Rossa* (красная земля).

Итогом интенсивного современного химического преобразования пород и сохранности более древних кор химического выветривания является очень высокая глинистость элювиальных и склоновых образований, а местами и аллювия. Это в свою очередь приводит к особенностям склонового литогенеза на территории Вьетнама. Здесь на склонах даже значительной крутизны отсутствуют подвижные осыпи, щебнистые и глыбовые развалы. Обломочный материал погружен в глинистую массу, которая весьма прочно его цементирует. Склоны гор крутизной менее 20° и особенно склоны более низких холмов покрыты сплошным плащеобразным, весьма устойчивым чехлом глинистого и щебнисто-глинистого материала более или менее равномерной (3—6 м) мощности. Подгорные коллювиальные шлейфы обычно отсутствуют, а выположенные приподошвенные участки склонов нередко являются денудационными образованиями, выработанными в коренных породах. Склоны с положительным и отрицательным балансом рыхлого материала (за исключением очень крутых и обрывистых участков обвально-осыпного сноса) выделить практически невозможно. На пологих склонах чехол, обычно сплошной, на более крутых — прерывистый или даже разорванный, но по мощности отличается незначительно. В связи с высокой глинистостью и плотным сложением водопроницаемость рыхлого материала на склонах невелика, а интенсивному плоскостному смыву препятствует сомкнутый растительный покров. Вместе с тем, вероятно, следствием поверхностного смыва и локальным обогащением за счет выноса тонких и растворимых частиц можно объяснить наличие высоких концентраций россыпных минералов непосредственно на поверхности или под дерновым слоем. Снос рыхлого материала со склонов осуществляется в основной массе в результате руслового стока, в том числе и временными потоками. Это объясняется значительной густотой эрозийной сети и большим количеством атмосферных осадков, что обуславливает достаточно высокую интенсивность такого сноса. Собственно склоновые процессы — крип, дефлюкция, делювиальный смыв, сопровождаемые перераспределением и гравитационной сортировкой всей толщи материала, в том числе и продуктивного, проявлены во Вьетнаме несравненно слабее, чем на территориях с аридным, умеренным или субарктическим климатом.

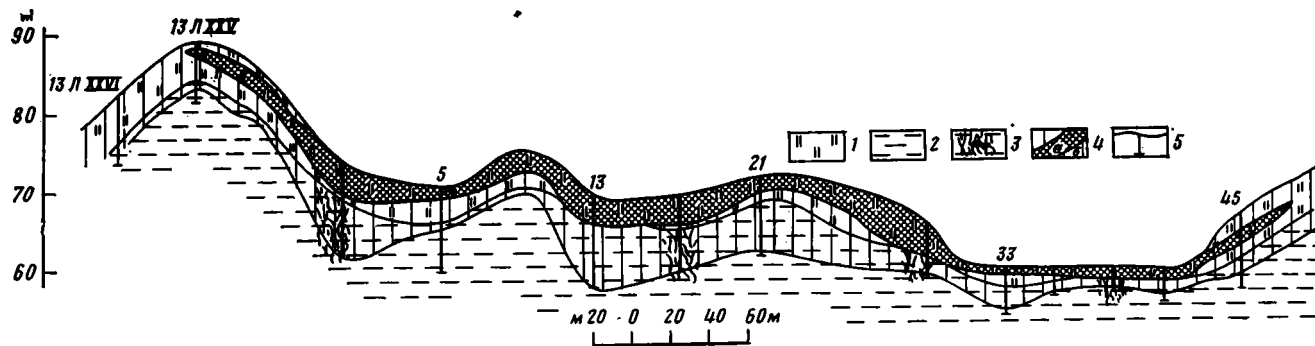
Вследствие этого образование россыпей в собственно склоновых отложениях с отрывом от источника питания здесь весьма затруднено и в целом нетипично. В связи с этим россыпи, лежащие на склонах, в большинстве случаев следует рассматривать скорее как слабо смещенные элювиальные образования, маркирующие площади распространения коренного оруденения и занимающие склоновое положение вследствие геоморфологической позиции источников питания. Особенности распределения на склонах рыхлого чехла и продуктивных отложений наглядно иллюстрируются на примере россыпи Бак Лунг (рудно-россыпной район Там Дао).

Россыпь залегает в пределах волнистой, пологохолмистой денудационной равнины с максимальными абсолютными отметками водоразделов 100—105 м и колебаниями относительных высот от 15 до 50 м. Склоны холмов, распадков, водоразделы покрыты сплошным плащом рыхлого существенно глинистого материала мощностью 4—6 м, облегającego рельеф (фиг. 1). Мощность рыхлых образований несколько уменьшается (до 2—3 м) лишь в днищах распадков, по которым происходит наиболее интенсивный вынос тонкого и растворимого материала с образованием остаточных концентраций минералов тяжелой фракции. Именно эти участки отличаются наиболее высокими содержаниями россыпного касситерита. На площади россыпи отмечены случаи некоторого (>10—14 м) увеличения мощности рыхлого материала, не привязанные к современному рельефу и фиксируемые как на междуречьях, так и различных участках склонов в недобитых до коренных пород выработках. Судя по особенностям литологии и характеру распределения полезного компонента, во всех случаях увеличения мощности мы имеем дело с пересечением линейных кор выветривания по минерализованным зонам дробления, в которых повышенные содержания касситерита в рыхлом щебнисто-глинистом материале прослежены до самого забоя.

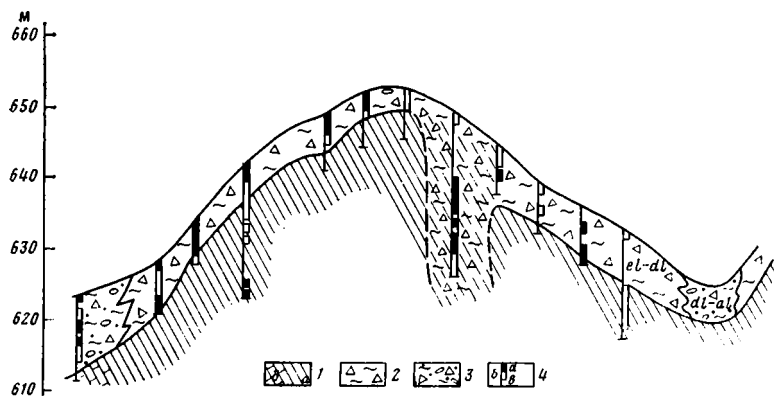
Распределение касситерита в россыпи Бак Лунг в плане и по вертикали неравномерное, гнездовое, отвечающее таковому распределению полезного компонента в рудных телах. Заметного нивелирующего влияния склонового переноса на распределение россыпных концентраций не наблюдается. Таким образом, россыпь эта генетически в основном элювиальная, связанная с корой химического выветривания площадного типа.

На россыпном проявлении участка Бан Чиенг (фиг. 2) картина распределения элювиально-склоновых образований в принципе аналогична. Мощность их в среднем колеблется в пределах 6—8 м и резко, до 20 м и более, увеличивается в линейных минерализованных зонах дробления, зафиксированных в различных частях склонов. Это россыпное проявление находится в пределах эрозионно-денудационного низкогогорного рельефа на абсолютной высоте порядка 660 м и геоморфологически приурочено к останцу эрозионной террасы с относительной высотой 80—120 м. Аллювий на ее поверхности сохранился в основном в современной придолинной части. Элювиальная россыпь погребена частично под аллювиальной.

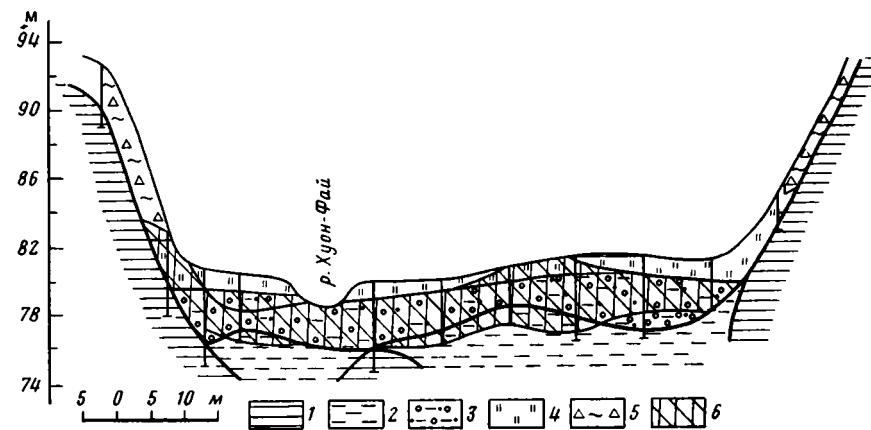
В отличие от Бак Лунга здесь химическая проработка выветрелого материала в пределах минерализованной зоны более сильная — щебень, включенный в глинистую массу, практически полностью утратил свою прочность, разрыхлен, выщелочен. Это может быть связано с более высокой в целом динамичностью низкогогорного рельефа участка Бан Чиенг по сравнению с денудационной малодинамичной равниной Бак Лунга и более энергичным возобновлением экспозиции для активизации химического выветривания. Не исключен и различный характер гидро-термальной проработки минерализованных зон в различных рудно-россыпных узлах. Распределение касситерита в теле россыпи на участке Бан Чиенг (так же, как и в россыпи Бак Лунг) неравномерное, что связано с характером минерализации коренного источника. Кроме того, картина распределения касситерита в ней еще более усложняется тем обстоятельством, что площадь рудопроявления находилась в сфере ак-



Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3

Фиг. 1. Фрагмент россыпи Бак Лунг: 1 — элювиально-склоновые щебнисто-глинистые образования; 2 — структурный элювий сланцев; 3 — предполагаемые минерализованные зоны в сланцах; 4 — россыпные концентрации (а — промышленные, б — непромышленные); 5 — горные выработки и их номера

Фиг. 2. Разрез россыпи на участке Бан Чиенг: 1 — коренные породы плотика россыпи (а — сланцы, б — известняки); 2 — элювиально-склоновые образования; 3 — ложковый аллювий; 4 — содержания касситерита в горных выработках, кг/м³: а — >1, б — 0,1 ÷ 1, в — <0,1

Фиг. 3. Разрез россыпи Хуон Фай: 1 — сланцы; 2 — кора выветривания по сланцам; 3 — аллювиальные отложения; 4 — покровные суглинки; 5 — склоновые образования; 6 — промышленный пласт россыпи

тивной эрозионной деятельности. Базальные горизонты аллювия, сохранившегося местами на склонах террасы, перемешаны с элювием, несколько смещены и частично переотложены.

Кроме элювиальных россыпей, залегающих с поверхности и связанных с современным рельефом (Бак Лунг) или экспонированных в результате размыва перекрывающих отложений (Бан Чиенг), в оловоносных районах Вьетнама известно немало элювиальных россыпей, погребенных под аллювием современной долинной сети. Например, продуктивный аллювий долины р. Хуон Фай, средней мощностью 5,5—6 м, подстилается оловоносной существенно глинистой корой выветривания с установленной мощностью более 7 м (фиг. 3); в днищах мелких распадков участка Фук Линь также под более молодыми наносами сложного генезиса мощностью 2,5—8 м залегают мелкощебнисто/глинистые, на отдельных участках оловоносные образования коры выветривания. Мощность их, по данным шурфовочных работ, более 10 м. В плотике долины Нгой Лем также устанавливается зона резкого увеличения мощности рыхлых оловоносных образований щебнисто-глинистого состава по зоне линейной коры выветривания. Ширина этих зон обогащенного касситеритом элювия составляет 20—60 м. Наиболее высокие концентрации касситерита связаны не с перекрывающим оловоносным аллювием, а именно с элювиальными горизонтами. Оловоносные коры выветривания в плотиках долин являются источником поступления касситерита в более молодые аллювиальные россыпи и могут обрабатываться одновременно с ними.

*
* *
*

Таким образом, в оловоносных районах Вьетнама в качестве особенностей формирования россыпей элювиально-склоновой группы можно выделить следующие основные моменты.

1. Формирование россыпей в составе кор химического выветривания с очень высокой степенью высвобождения касситерита, независимо от его крупности и формационной принадлежности коренного источника.

2. Практическое отсутствие перераспределения полезного компонента в процессе его склонового переотложения ввиду малой динамичности склонового чехла.

3. Некоторое обогащение продуктов дезинтеграции рудоносных пород на месте вследствие выноса растворимых соединений и подвижных частиц с образованием остаточных концентраций, нередко приповерхностных.

В связи с перечисленными особенностями формирования для этой генетической группы россыпей Вьетнама характерно: отсутствие четких корреляционных связей между такими основными параметрами россыпей, как мощность продуктивного пласта и содержание полезного компонента; невыдержанная и иногда весьма значительная мощность продуктивного пласта, нередко превышающая таковую в аллювиальных россыпях; неравномерное распределение полезного компонента как в плане, так и в вертикальном разрезе россыпей, обусловленное распределением концентраций касситерита в рудах исходных коренных источников, дезинтегрированных в условиях глубокого химического выветривания; более значительные по сравнению с россыпными территориями Советского Союза масштабы россыпей данной генетической группы.

Литература

1. Геология месторождений олова зарубежных стран/Под ред. Лугова С. Ф. и Руб М. Г. М.: Недра, 1969. 328 с.
2. Гурвич С. И. Закономерности размещения редкометалльных и оловоносных россыпей. М.: Недра, 1978. 227 с.
3. Фридланд В. М. Почвы и коры выветривания влажных тропиков на примере Сев. Вьетнама. М.: Наука, 1964. 326 с.

УДК 553.9(420.22)

УГЛЕРОДИСТЫЕ ПОРОДЫ СВИТЫ ХИРВИНАВОЛОК (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

САФРОНОВ В. Т., ГОРОЩЕНКО Г. Л.

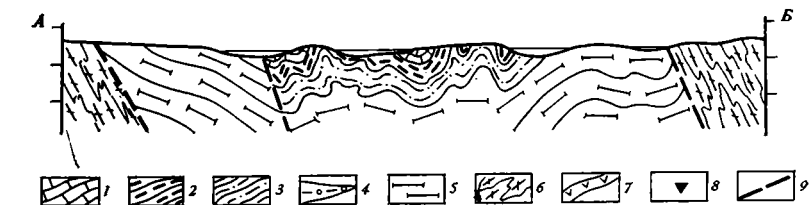
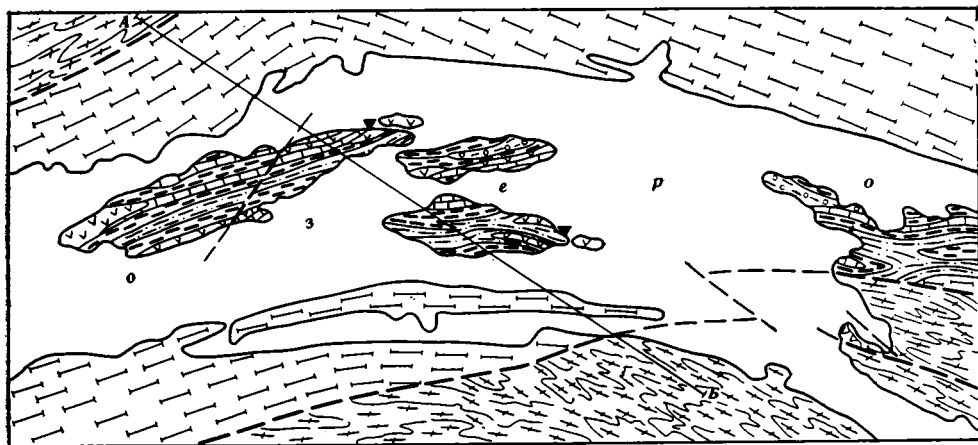
Проведено изучение вещественного состава осадочно-метаморфических пород свиты хирвинаволоков, венчающих разрез нижнепротерозойских образований района оз. Кукас в Северной Карелии. Установлено два морфогенетических типа скоплений графита в породах. Анализ петрохимических параметров однозначно указывает на низкую степень зрелости, существенно терригенную природу и песчано-глинистый состав осадочного материала, а степень влияния туфогенной примеси на состав первичных осадков, по всей видимости, была крайне ограниченной.

В структурном отношении район работ находится в пределах центральной части Северо-Карельской синклинойной зоны, расположенной между Беломорским и Карельским массивами и выполненной нижепротерозойскими супракрустальными образованиями. Особенности стратиграфии и литологии вулканогенно-осадочных толщ этой зоны рассматривались в ряде работ [1, 5—9]. Однако во многом литологическая изученность комплексов карелид остается недостаточной. Настоящая работа — результат изучения геологии и первичной природы метаморфических образований центральной части Кукасозерской синклинали, которая представляет собой вытянутую в субширотном направлении структуру, прослеживающуюся на расстоянии около 70 км при ширине 2—6 км. На значительном своем протяжении Кукасозерская структура ограничена краевыми сбросами, по которым метаморфические толщи, слагающие синклиналь, опущены относительно высоко поднятого гранитоиднейсового обрамления. Породы сильно дислоцированы и смяты в складки.

В районе работ выделяются две разнородные по составу свиты: кукасозерская — осадочно-вулканогенная и хирвинаволоковская — карбонатно-терригенная [5, 6]. Породы кукасозерской свиты залегают на гнейсах фундамента и перекрываются образованиями хирвинаволоковской свиты, для которой характерной чертой является присутствие в разрезе углеродсодержащих пород.

Терригенно-вулканогенная кукасозерская свита подразделяется на две толщи — нижнюю, собственно вулканогенную (до 1600 м), и верхнюю, кварцитосланцевую (до 400 м). Вулканогенная толща представлена метаморфизованными лавами, туфобрекчиями и туфами: амфиболитами, амфиболовыми сланцами и амфиболитами с реликтами мандельштейновой текстуры. В верхней толще массивные полевошпатовые кварциты перекрываются слюдяными сланцами. Образования кукасозерской свиты развиты по южному и северному побережьям оз. Кукас и слагают крылья Кукасозерской синклинали структуры.

Центральная часть синклинали сложена породами хирвинаволоковской свиты. Выходы пород, объединенных в свиту хирвинаволоков, наблюдались на п-ове Хирвинаволоков и на многочисленных островах оз. Кукас. Высокоуглеродистые сланцы встречены и изучались на о-ве Петров и ряде мелких островков, расположенных к востоку от о-ва Монастырский (фиг. 1). Вместе с тем почти во всех изучавшихся разрезах среди амфиболитов и кристаллических сланцев, сохраняющих текстурно-структурные признаки седиментационного образования, встречены амфиболиты, несущие текстурные признаки магматического генезиса: в них сохраняются и отчетливо распознаются реликты диабазовой



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта центральной части оз. Кукас. Составлена с использованием материалов К. О. Кратца и Н. Ф. Демидова

1—3—образования свиты хирвинаволок: 1—переслаивание карбонат-биотит-амфиболовых сланцев, доломитов и известняков, высокоуглеродистые сланцы (V и IV пачки свиты), 2—переслаивание гранат-амфиболовых, гранат-ставролитовых (кианитовых), амфибол-биотитовых карбонатсодержащих сланцев (III пачка), 3—амфиболиты, гранат- и биотитсодержащие амфиболовые сланцы, редкие прослои кварцитов (II и I пачки); 4—биотит-амфибол-кварцевые и полевошпатовые карбонатсодержащие сланцы с редкой галькой и валунами плагิโอгранитов; 5—нерасчлененные образования кукасозерской свиты; 6—нерасчлененные гранитизированные образования; 7—тела амфиболизированных габбро-диабазов; 8—местоположение высокоуглеродистых сланцев; 9—разрывные нарушения

Фиг. 2. План-зарисовка выходов углеродистых черных сланцев в северной части о-ва Петров

1—амфиболизированные диабазы (а—крупнозернистая разновидность, б—мелкозернистая); 2—амфиболиты; 3—биотит-амфиболовые сланцы; 4—гранат-биотитовые сланцы с графитом; 5—углеродистые черные известняки; 6—углеродистые черные сланцы; 7—элементы залегания сланцеватости

структуры, закалочная эндоконтактовая фация. В всяческом боку таких тел диабазов наблюдалась пузырчатая (миндалины) текстура и сохранившиеся каналы, по которым происходило выделение газов из застывающей породы. Типичный пример взаимоотношений седиментогенных пород свиты хирвинаволок и прорывающих их диабазов приведен на

фиг. 2. Этот план-зарисовка сделан для участка; на котором изучался наиболее представительный разрез толщи углеродистых сланцев.

Для исследования вещественного состава метаморфических сланцев и амфиболитов свиты хирвинаволок материал отбирался из тех разновидностей пород, которые имели признаки первично-седиментогенной природы. Сводный разрез первично-осадочных образований свиты, составленный К. О. Кратцем [6], выглядит следующим образом.

I (нижняя) пачка сложена слоистыми параамфиболитами. Мощность 200—250 м.

II пачка состоит из переслаивания параамфиболитов и биотит-амфиболовых, гранат-амфиболовых сланцев. Мощность до 100—150 м.

III пачка представлена переслаивающимися карбонатными породами, амфибол-карбонатными, ставролитсодержащими сланцами и параамфиболитами. Мощность прослоев различного состава колеблется в пределах 10—20 см, достигая 1,5 м. Количество карбонатных пород увеличивается вверх по разрезу. Устанавливается ритмическое переслаивание. Чаще всего наблюдается двучленная слоистость флишевого типа, в которой карбонатные породы переслаиваются с различными сланцами и амфиболитом. Наиболее полный ритм представлен в основании пачки: гранат-биотит-амфиболовый сланец — амфиболит — амфиболит с примесью карбонатного материала — кальцифир [3]. Мощность 50—200 м.

IV пачка сложена массивными кристаллическими доломитами, частью известняками. Присутствуют редкие прослои параамфиболитов амфибол-биотитовых и гранат-ставролитовых сланцев. Мощность 50—100 м.

V пачка углеродистых пород венчает разрез свиты. Мощность около 10 м.

Породы свиты практически не затронуты процессами гранитизации, что позволяет говорить об изохимическом характере процесса метаморфизма, который достигал условий амфиболитовой фации [9]. Установлена хорошая сохранность в метаморфических сланцах первичной седиментогенной слоистости, текстур и структур осадочных пород. Слоистость в породах всегда выражена хорошо, пласти и пачки прослеживаются по простирацию. Углеродистое органическое вещество в количестве до 1% встречается практически во всех породах свиты, и количество его увеличивается вверх по разрезу (табл. 1).

По содержанию $C_{орг}$ породы подразделяются нами на углеродсодержащие ($C_{орг}$ до 1%), углеродистые ($C_{орг}$ 1—10%) и высокоуглеродистые ($C_{орг} > 10\%$). Термографические исследования показали, что начало экзотермического эффекта углеродистого вещества равно 620°C , а максимум экзoeffекта приходится на интервал $860—880^{\circ}\text{C}$. Это свидетельствует о том, что углеродистое вещество пород прошло амфиболитовую фацию метаморфизма, а по структурному состоянию отвечает графиту.

Петрографические наблюдения авторов показали, что органическое вещество накапливалось в породах в дометаморфическую стадию вместе с первичным осадочным материалом. Однако в ходе глубоких метаморфогенных преобразований осадочного материала произошло изменение структурного состояния органического вещества и определенное перераспределение в породах. Как можно видеть на приведенных микрофото, углеродистое вещество (графит) распределено в породах в виде слоев (фиг. 3, а), пятен или равномерно по всему объему породы. Часто реликтовые микрослоистые скопления углеродистого вещества протягиваются через порфириобласты амфибола, ставролита (см. фиг. 3, б—г), реже граната. В карбонатных породах наблюдаются как послойные его скопления, так и пятнистые, комковатые обособления. Высокоуглеродистые породы обладают в большинстве своем массивной текстурой, тонкозернистые и имеют характерный матово-черный цвет. Они состоят из непрозрачного углеродистого вещества — графита, на фоне которого просматриваются мельчайшие зерна кварца, мелкие чешуйки

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	48,07	55,99	87,45	52,39	55,45	44,55	45,24	51,69	46,00	55,11
TiO ₂	1,01	1,43	0,25	1,40	0,60	1,28	1,09	0,49	0,81	1,23
Al ₂ O ₃	13,58	13,92	2,48	14,01	13,46	14,03	15,07	12,89	15,69	11,19
Fe ₂ O ₃	0,61	1,90	0,70	2,01	1,51	0,63	2,04	2,61	2,69	2,19
FeO	8,01	12,31	2,01	11,83	7,29	11,20	11,87	11,11	8,81	11,49
MnO	8,09	0,19	0,02	0,20	0,09	0,10	0,17	0,23	0,17	0,25
MgO	11,95	3,31	1,12	6,81	7,59	11,91	11,34	8,85	9,17	6,30
CaO	9,75	7,20	1,51	6,00	5,01	10,03	8,06	7,73	10,29	7,39
P ₂ O ₅	0,19	0,06	0,01	0,10	0,10	0,10	0,09	—	0,17	0,15
Na ₂ O	1,11	0,71	0,89	4,39	2,90	1,23	0,81	1,01	1,61	2,41
K ₂ O	0,49	0,61	0,13	0,10	1,93	0,70	1,28	0,40	0,47	0,11
H ₂ O ⁺	—	—	0,47	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,02	—	0,08	—	—	0,22	0,10	—	—	—
CO ₂	0,97	0,30	—	—	1,71	1,30	0,50	—	2,98	—
C	—	—	2,90	—	—	—	—	0,66	—	—
П.п.п.	3,07	1,86	—	0,70	2,73	2,00	2,23	2,66	1,60	1,60
Σ	99,92	99,79	100,02	99,94	100,37	99,28	99,89	100,33	100,46	99,42

Компо- ненты	23	24	25	26	27а	28	29	30	31	32
SiO ₂	2,46	3,51	4,83	45,71	51,07	42,00	38,59	44,57	60,51	50,67
TiO ₂	—	—	0,08	1,13	1,33	1,45	1,77	1,19	0,85	1,07
Al ₂ O ₃	—	1,75	0,50	18,70	14,47	14,67	17,76	12,77	12,75	12,33
Fe ₂ O ₃	2,20	0,47	0,27	2,85	0,87	6,53	2,27	2,69	2,13	2,94
FeO	1,16	1,58	0,71	6,70	10,67	9,41	11,76	12,01	6,23	12,84
MnO	0,04	0,03	0,02	0,09	0,07	0,22	0,21	0,19	0,10	0,13
MgO	17,00	9,40	6,00	5,77	7,87	9,16	9,75	6,56	5,74	7,38
CaO	32,61	41,23	47,16	10,41	6,13	12,48	9,44	11,29	3,49	5,13
P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,07	—	0,10	0,21	0,11	0,13	0,21	0,10
Na ₂ O	0,30	0,30	0,41	0,95	2,87	1,27	1,87	2,41	3,90	2,11
K ₂ O	0,16	0,15	0,09	2,33	0,11	0,33	0,31	0,29	2,00	3,37
H ₂ O ⁺	1,23	0,41	0,40	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,06	0,04	0,10	0,24	—	—	0,10	0,10	0,21	0,13
CO ₂	42,80	40,83	39,95	0,80	—	—	—	0,96	1,25	0,31
C	0,64	0,79	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	3,82	4,57	2,04	5,88	4,61	0,99	2,20
Σ	101,42	100,53	100,59	99,50	100,13	99,77	99,82	99,71	100,36	100,71

Примечание. Пачка I: 1 — полевошпатовый параамфиболит, 2 — гранат-амфиболовый сланец. Пачка II: 6—8 — параамфиболиты с С_{орг}, 9 — полевошпатовый параамфиболит, 10 — гранатовый параамфиболит с титовыми сланцами, 20 — ставролит-биотитовый сланец, 21 — известняк с терригенной примесью, 22—23 — доло-плагиоклазовый сланец, 32 — гранат-амфибол-плагиоклазовый сланец, 33 — ставролит-биотитовый сланец. Пачка V: 39—44 — высокоуглеродистые (графитистые) породы. В образцах 42—44 содержится соответственно И. Л. Вирюкова, Г. Ф. Галковская, М. А. Канакина.

слюд, более крупные зерна амфибола. В основной ткани высокоуглеродистых сланцев графит распределен более или менее равномерно в виде мельчайших чешуек размером 0,002—0,008 мм. Этот графит представляет собой первичную, сингенетическую форму распределения органического вещества в породе. Но наблюдается и более поздняя форма выделения С_{орг} — в виде комочков со сферолитовой структурой, кайм, небольших прожилков (см. фиг. 3, д, е). Чаще всего скопления графита второго морфогенетического типа приурочены к межзерновому пространству крупных порфировласт граната, ставролита или образуют микроскопические прожилки. По классификации Св. А. Сидоренко, графит, содержащийся в породах свиты хирвинаволок, представлен тонкодисперсной и межзерновой формами проявления углеродистого вещества в осадочно-метаморфических образованиях докембрия [17].

В высокоуглеродистых породах свиты хирвинаволок постоянно присутствуют рудные минералы. Чаще всего в них встречаются пирротин,

свиты хирвинаволока, %

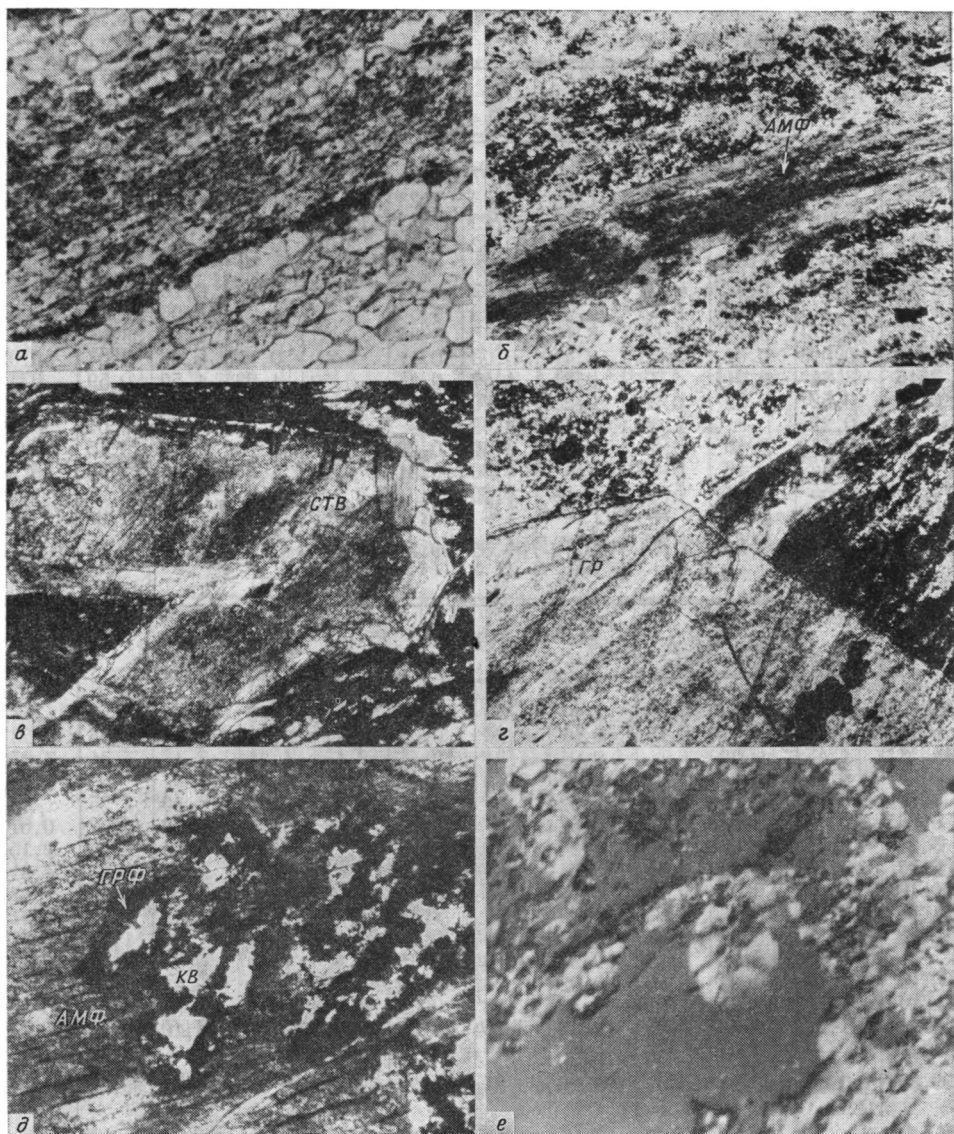
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
58,59	50,65	65,36	58,65	58,88	54,07	51,35	67,00	54,17	61,18	22,86	0,32
0,74	2,73	0,72	1,68	1,53	0,68	1,23	0,83	1,71	1,00	0,16	0,17
11,96	14,66	7,09	9,63	11,42	20,19	17,39	12,77	18,77	14,78	0,25	0,06
3,15	—	4,21	6,34	1,66	0,92	1,40	2,70	0,99	1,73	0,53	0,86
6,19	12,00	7,93	4,49	9,62	0,87	9,37	6,29	5,51	8,66	2,39	0,31
0,11	0,06	0,07	0,01	0,20	0,02	0,04	0,03	0,09	0,10	0,08	0,18
4,75	7,51	4,90	5,65	4,29	1,29	9,50	4,90	4,91	4,66	7,23	18,49
6,45	3,01	3,80	2,66	8,19	1,56	3,38	0,83	4,13	1,83	33,04	32,55
0,04	0,005	0,02	0,05	0,41	0,03	0,11	0,10	0,13	0,09	0,07	0,02
3,15	3,84	2,01	1,78	0,81	1,47	0,28	0,40	1,53	1,59	0,59	0,51
0,61	0,52	0,22	0,25	0,23	6,10	1,58	0,67	3,93	1,59	0,11	0,07
1,02	0,25	—	1,84	0,42	3,09	—	—	—	—	0,05	0,34
0,06	0,46	0,40	0,57	0,06	0,46	0,22	0,11	0,23	0,07	0,15	0,15
—	0,34	0,16	0,45	—	0,30	0,61	0,13	1,66	—	21,85	45,20
2,69	3,55	2,61	5,69	2,00	8,80	—	—	—	—	8,20	1,44
—	—	—	—	—	—	2,78	3,63	1,90	2,70	1,93	—
99,51	99,58	99,50	99,74	99,72	99,85	99,24	100,39	99,66	99,98	99,47	100,77

33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
65,50	2,96	0,52	12,29	3,83	14,38	46,81	35,44	52,79	43,75	43,52	37,63
0,71	0,08	0,17	0,17	0,08	0,23	0,68	0,77	0,77	0,67	0,68	0,52
14,51	1,47	0,20	—	0,94	1,51	10,44	8,45	14,21	7,18	7,31	7,27
2,55	0,21	0,41	0,34	0,55	0,50	0,32	2,98	0,33	—	—	6,80
1,87	0,65	0,09	2,62	1,52	1,57	0,72	1,67	1,88	6,30	5,25	—
0,06	0,10	0,03	0,14	0,57	0,37	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01
5,24	19,18	1,69	11,10	1,24	1,18	3,50	1,72	2,64	1,91	1,76	2,15
2,97	29,59	52,89	33,79	43,23	40,39	5,19	2,67	2,00	3,50	3,41	4,01
0,10	0,01	0,08	0,22	0,04	0,11	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03
1,99	0,85	0,85	0,53	0,58	0,83	3,82	1,89	0,75	1,49	0,68	0,31
2,23	0,38	0,22	0,07	0,07	0,03	0,81	1,39	4,45	1,93	1,05	0,61
—	0,19	0,13	0,19	0,33	0,49	1,85	0,92	1,80	0,20	0,21	1,67
0,06	0,15	0,22	0,19	0,02	0,26	0,20	0,18	0,43	0,45	0,35	0,38
0,91	42,79	42,75	37,65	39,36	32,68	0,65	0,80	0,75	—	—	—
—	1,80	—	0,30	2,32	5,25	25,20	49,80	17,10	33,10	33,00	32,00
1,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,43	5,34
99,85	100,41	100,25	99,57	100,28	99,84	100,22	99,73	99,96	100,51	99,69	98,73

3 — черный кварцит, 4 — полевошпатовый параамфиболит. Пачка III: 5 — полевошпатовый параамфиболит, Сорг, 11—15 — гранат-биотит-кварцевые сланцы, 16 — черный серицитовый сланец, 17—19 — ставролит-биомиты, 24 — доломитовый известняк, 25 — известняк. Пачка IV: 26—30 — параамфиболиты, 31 — амфибол, 34 — доломит, 35 — известняк, 36 — доломит, 37 — известняк, 38 — известняк с терригенной примесью. Свал — 1,27; 1,25; 1,97. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ГИН АНССР. Аналитика

пирит, реже халькопирит, сфалерит. Содержание сульфидов в углеродистых породах достигает 25—30%. Отмечаются сульфиды двух морфогенетических типов: рассеянные в основной ткани породы мелкие зерна пирита, пирротина и собранные в мелкие жилки и гнездовидные скопления зерна пирротина и халькопирита. Обычным является срастание зерен пирита с чешуйками графита. Такие взаимоотношения рудных минералов и графита могут свидетельствовать о совместном нахождении рудных минералов и органического вещества в исходной породе.

Первично-осадочная природа метаморфических пород, слагающих разрез свиты хирвинаволока, достаточно уверенно распознается по текстурно-структурным признакам и вещественному составу: толщи состоят из переслаивания существенно силикатных, карбонатно-силикатных и карбонатных образований, в которых в широких пределах варьирует содержание органического вещества и которые характеризуются чрезвычайно разнообразным химическим составом (см. табл. 1). Однако



Фиг. 3. Характер распределения углеродистого вещества в породах свиты хирвинна-волок

a — послойное распределение углеродистого вещества (черное) в карбонатной породе, шлиф, николи ||, увел. 180; *б* — тонкое послойное распределение углеродистого вещества (черное) в амфибол-кварцевом сланце, АМФ — порфиробласт амфибола, шлиф, николи ||, увел. 180; *в* — реликтовое углеродистое вещество в порфиробласте ставролита (СТВ), черное — скопление графита в основной ткани гранат-ставролит-биотит-кварцевого сланца, шлиф, николи ||, увел. 180; *г* — реликтовое углеродистое вещество в порфиробласте граната (ГР), черное — скопление графита в основной ткани амфиболита, шлиф, николи ||, увел. 180; *д* — обособление графита (ГРФ) вокруг зерен кварца (КВ) в пойкилобласте амфибола (АМФ), в амфиболе содержится рассеянное углеродистое вещество, шлиф, николи ||, увел. 40; *е* — сферолитовое скопление графита (светлый) в высокоуглеродистом сланце, аншлиф, увел. 750.

распознавание специфики их седименто- и литогенеза затруднено из-за метаморфического преобразования первичного субстрата. Поэтому литологическое изучение метаморфических парапоруд предусматривает комплексное применение как геолого-петрографических, так и петрохимических методов. В этом вопросе геохимические индикаторы часто играют решающую роль [19]. Весьма информативны при этом такие петрохимические показатели, как Al_2O_3 , TiO_2 и др., находящиеся друг с другом в корреляционной зависимости. Опыт применения таких моду-

лей позволяет литологам во многих случаях уточнить фациальные обстановки и генетическую специфику осадочного материала в древних бассейнах как фанерозойского, так и докембрийского возраста [7, 8, 20].

Для диагностики первичного состава осадочных пород, из которых образовались кристаллические сланцы свиты хирвинаволок, нами впервые применены методики петрохимических пересчетов, достаточно широко используемые при изучении метаморфических образований [10, 12, 19]. Пересчете контролировались и увязывались с петрографическими и геологическими наблюдениями. Использованы такие методики петрохимических пересчетов, которые в совокупности могли бы дать представление как о типе осадочного материала, так и о палеогеографических условиях его образования и накопления.

Принадлежность изучавшихся разностей сланцев и параамфиболитов к конкретному типу осадочных образований решалась с помощью диагностической диаграммы А. Н. Неелова [10]. Область ее применения — терригенные и терригенно-карбонатные осадки. Геохимические условия седиментации оценивались по отношениям петрогенных элементов-индикаторов — петрохимическим модулям, тем, которые наиболее информативны для оценки палеогеографических условий осадконакопления, состава осадочного материала и влияния вулканических процессов на формирование осадочной толщи. Рассчитанные значения модулей для пород всего разреза приведены в табл. 2.

Кремневый модуль ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$), являющийся показателем зрелости осадков [21] и их состава, принадлежит к числу наиболее информативных геохимических параметров. Величина $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ также принадлежат к параметрам, определяющим интенсивность химического выветривания. Величина титанового модуля ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) определяется двумя независимыми факторами: а) первичным содержанием Ti в материнском материале, поступавшем в осадок; б) динамической сортировкой обломочного материала [11]. Калиевый модуль ($\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$) является важной геохимической константой, так как медианные значения модуля для глинистых осадков (гидрослюдисто-хлоритовых) всегда располагается в узком интервале 0,1—0,3 [19]. Эта устойчивость обусловлена тесной корреляцией K и Al, более тесной, чем Na и Al, ибо Al, входящий в плагиоклаз, составляет лишь небольшую долю валового Al. Значения менее 0,1 свойственны осадочному материалу, в котором преобладают хлорит или плагиоклаз. Высокие значения модуля скорее всего свидетельствуют об увеличении в осадке доли полевошпатового материала. Общая нормативная щелочность — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, или коэффициент Мидлтона, служит показателем распределения Al среди глинистых минералов и полевых шпатов в осадочной породе. В некоторых случаях этот параметр оказывается информативным для диагностики вулканогенного материала в породе, так как для обычных обломочных и глинистых терригенных пород значения модуля, как правило, не превышают 0,2—0,4 [19]. Диагностика примеси продуктов вулканизма в породах свиты хирвинаволок — задача далеко не простая, потому что не решается путем поиска прямых литологических признаков вулканогенного материала в метаморфизованных образованиях. Применение петрохимических методов в этом случае может дать позитивный результат [20].

В работе применен еще один методический прием петрохимического изучения метаморфизованных осадочных образований — пересчет химических составов метаморфических разностей на нормативный состав осадочных пород по методике О. М. Розена [12]. В табл. 3 приведены результаты пересчета химических составов параамфиболитов, различных сланцев и карбонатных пород всего разреза свиты хирвинаволок на нормативный состав возможных осадочных аналогов. Эти данные используются как дополнительный материал (вместе с литолого-петрографическими и геологическими наблюдениями) для сравнительной характеристики пород разреза.

Таблица 2

Значения отношений петрогенных элементов в породах свиты хирвинаволок

Номер пачки	Порода (число анализов)	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$	$\frac{\text{TiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Na}_2\text{O}}$	$\frac{\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$	$\frac{\text{CaO}+\text{MgO}}{\text{SiO}_2}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Fe}+\text{Mn}}{\text{Ti}}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{TiO}_2}$
V	Высокоуглеродистые (7)	0,16—0,27	0,05—0,157	2,37—18,95	0,23—0,48	0,21—5,93	0,09—0,19	0,08—0,31	1,98—12,30	10,72—18,45
		0,20	0,090	9,84	0,36	2,13	0,123	0,19	7,85	12,93
IV	Метаморфические сланцы (3)	0,21—0,25	0,05—0,08	3,25—7,43	0,29—0,47	0,51—1,67	0,12—0,25	0,15—0,27	7,90—20,13	12,38—20,99
		0,23	0,064	5,62	0,395	1,11	0,174	0,19	13,59	16,21
	Параамфиболиты (5)	0,28—0,46	0,06—0,10	4,98—19,87	0,10—0,21	0,03—2,51	0,27—0,51	0,006—0,13	10,39—14,31	9,75—16,10
		0,36	0,092	10,45	0,16	0,61	0,41	0,04	11,83	11,24
III	Метаморфические сланцы со ставролитом (4)	0,19—0,35	0,016—0,09	9,50—67,31	0,08—0,29	1,03—6,00	0,085—0,25	0,05—0,21	4,88—14,25	10,75—16,09
		0,28	0,061	30,49	0,17	2,81	0,15	0,11	11,70	13,53
	Метаморфические сланцы с $\text{C}_{\text{орг}}$ (6)	0,11—0,37	0,034—0,186	3,53—14,10	0,09—0,375	0,11—4,15	0,05—0,21	0,02—0,30	3,27—21,30	5,37—29,69
		0,22	0,115	7,40	0,27	0,84	0,156	0,08	10,64	12,37
	Параамфиболиты (6)	0,20—0,34	0,036—0,112	4,48—18,75	0,11—0,36	0,04—1,63	—	0,009—0,15	11,65—37,07	8,90—27,72
		0,28	0,068	10,07	0,21	0,68	—	0,06	18,64	17,41
II	Параамфиболиты (1)	0,26	0,104	3,12	0,33	0,02	0,24	0,007	12,57	9,60
		0,028	0,101	2,79	0,41	0,15	0,030	0,05	13,80	9,92
I	Параамфиболит (1)	0,28	0,079	12,00	0,12	0,44	0,47	0,04	11,63	12,71
		0,25	0,106	20,00	0,09	0,86	0,19	0,04	12,31	9,40

Примечание. В числителе приведены пределы значений, в знаменателе — средние значения.

Фигуративные точки составов амфиболитов и гранат-амфиболовых сланцев I и II пачек на диагностической диаграмме ложатся в поле осадочных пород: амфиболиты — в поле карбонатных и железистых глин, а гранат-амфиболовые сланцы — в поле полимиктовых алевролитов. Встреченные в разрезе черные кварциты отвечают составу кварцевых песчаников (фиг. 4).

В породах I и II пачек значение кремневого модуля равно 0,25—0,28 и может свидетельствовать о невысокой степени зрелости осадков и существенно глинистом составе. Величины Al_2O_3/Na_2O , K_2O/Na_2O , определяющие интенсивность химического выветривания и равные соответственно 3,1—20,0 и 0,02—0,86, указывают на сравнительно низкую степень химического выветривания [4], а небольшие значения $K_2O/Al_2O_3 = 0,007—0,043$ и $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 = 0,09—0,33$ свидетельствуют об относительно больших количествах Al в породах и о том, что K и Al в большинстве своем связаны с глинистыми минералами, а не с полевыми шпатами. По высоким (0,08—0,106) значениям TiO_2/Al_2O_3 можно предположить, что первичные осадки данных пачек образовались за счет продуктов разрушения пород основного состава. С большой долей вероятности можно предполагать, что в осадках присутствовал и вулканогенный материал.

По нормативному составу амфиболиты и гранат-амфиболовые сланцы I и II пачек отвечают карбонат-песчанистым глинам и карбонат-глинистым песчаникам (см. табл. 3), содержащим заметные количества кварца, плагиоклаза и хлоритов. Нормативный состав хлоритов исходных осадков определен по методике О. М. Розена [13]. Расчет показал, что коэффициент железистости пород составляет 0,31—0,70. При такой железистости хлориты исходных пород могут быть отнесены к группе прохлорита — рипидолита [2]. Заметное количество нормативных плагиоклазов и магнезиально-железистых хлоритов в свою очередь подтверждает вероятность присутствия в составе исходных пород вулканогенного туфового материала.

Исследуемый черный кварцит из II пачки по значению кремневого модуля (0,028) больше всего отвечает ортокварцитам [15]. По величине карбонатного модуля $(CaO + MgO)/SiO_2$, равной 0,03, анализированный кварцит полностью соответствует континентальным пескам гумидной зоны [14]. Высокое (0,01) значение TiO_2/Al_2O_3 подтверждает наше заключение о терригенной природе изучаемых кварцитов. Нормативный состав кварцита кроме кварца включает небольшое количество плагиоклаза, глинистых минералов, доломита и углерода (см. табл. 3). Видимо, материал для образования кварцитов поставляли коры выветривания, которые были широко развиты на территории Балтийского шита в предыатулийское время [1].

В пределах II пачки широко развиты амфиболиты, карбонатные породы и различные по петрографическому составу кристаллические сланцы с биотитом, гранатом, амфиболом и ставролитом. Причем значительная часть этих пород содержит углеродистое органическое вещество. Большинство амфиболитов этой пачки на диагностической диаграмме попадает в поле карбонатных и железистых глин, амфиболовые углеродсодержащие сланцы — в поле слабодифференцированных в химическом отношении песчанистых осадков, а ставролитсодержащие сланцы — в поле умеренно дифференцированных пелитов (см. фиг. 4).

Значения кремневого модуля для ставролитсодержащих сланцев, равные 0,19—0,35 и 0,20—0,34, для амфиболитов могут свидетельствовать о невысокой зрелости первичных осадков. Кремневый модуль существенно амфиболовых углеродсодержащих сланцев колеблется от 0,11 до 0,37. По величине этого модуля амфиболиты и сланцы III пачки в общем отвечают широкому диапазону терригенных пород: от алевролитов и песчаников до континентальных глин гумидной зоны [14]. По данным титанового модуля, среднее значение которого составляет для глиноземистых сланцев 0,061, углеродсодержащих — 0,115 и амфиболитов — 0,068, можно предполагать, что в материнских породах преоб-

Нормативный минеральный состав метаморфических пород свиты хирвинаволок, %

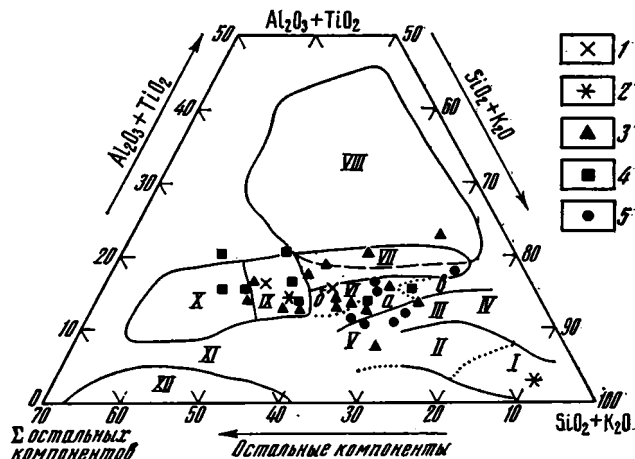
Минеральная группа	Минералы	I пачка		II пачка		III пачка				IV пачка			V пачка
		полево-шпатовый амфиболит (1)	гранат-амфиболовый сланец (1)	полево-шпатовый амфиболит	черный кварцит (1)	амфиболиты (6)	сланцы с C _{орг} (6)	глиноземистые сланцы (4)	карбонатные породы (3)	амфиболиты (5)	сланцы с амфиболом, гранатом, биотитом, ставролитом (3)	карбонатные породы (2)	графитистые породы (6)
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Обломочная	Кварц	22,44	28,15	16,32	79,19	$\frac{17,83-28,12}{22,70}$	$\frac{5,21-45,38}{29,35}$	$\frac{23,71-44,01}{32,64}$	$\frac{0,0-2,94}{0,98}$	$\frac{4,70-21,28}{14,19}$	$\frac{18,95-39,33}{27,23}$	$\frac{0,60-8,90}{4,75}$	$\frac{16,28-30,69}{23,35}$
	Плагноклаз	9,32	—	38,07	8,15	$\frac{6,83-27,15}{14,60}$	$\frac{0,0-34,39}{18,66}$	$\frac{0,0-15,42}{7,58}$	$\frac{2,52-2,83}{2,66}$	$\frac{4,07-25,41}{14,41}$	$\frac{18,19-36,22}{24,46}$	$\frac{4,70-7,26}{5,98}$	$\frac{0,0-34,01}{12,92}$
	Ортоклаз	—	—	—	—	—	$\frac{0,0-11,88}{1,98}$	—	$\frac{0,0-1,12}{0,37}$	—	$\frac{0,0-7,31}{3,98}$	$\frac{0,0-0,55}{0,27}$	$\frac{0,0-6,97}{2,20}$
	Сумма	33,76	28,15	54,39	87,34	37,30	49,99	40,22	4,01	28,60	55,67	11,00	38,47
	Глинистая	Каолинит	—	0,87	—	—	$\frac{0,0-1,32}{0,22}$	—	$\frac{0,0-10,87}{4,34}$	$\frac{0,0-1,76}{0,59}$	$\frac{0,0-1,25}{0,29}$	—	—
Гидролюда		3,36	4,15	0,68	1,36	$\frac{0,68-19,70}{6,08}$	$\frac{1,34-39,68}{8,74}$	$\frac{5,34-32,75}{16,16}$	$\frac{0,0-1,10}{0,37}$	$\frac{0,70-18,27}{4,89}$	$\frac{9,38-17,67}{14,06}$	—	$\frac{6,69-34,14}{13,79}$
Монтмориллонит		—	22,28	—	—	—	$\frac{0,0-25,59}{4,26}$	$\frac{0,0-13,43}{5,67}$	—	$\frac{0,0-16,72}{0,63}$	—	—	$\frac{0,0-11,30}{1,88}$
Хлорит		35,80	23,71	21,78	1,28	$\frac{3,36-45,90}{32,37}$	$\frac{0,0-26,19}{23,44}$	$\frac{10,13-31,08}{24,59}$	—	$\frac{27,09-51,10}{39,05}$	$\frac{0,0-12,42}{4,14}$	—	$\frac{0,0-11,88}{3,53}$
Сerpентин		—	—	—	—	—	$\frac{0,0-2,54}{0,65}$	—	—	—	$\frac{0,0-8,48}{5,46}$	—	$\frac{0,0-1,42}{0,26}$
Сумма		39,16	51,01	22,46	2,64	38,67	37,09	50,76	0,96	44,86	23,66	—	19,63

Таблица 3 (окончание)

Минеральная группа	Минералы	I пачка		II пачка		III пачка				IV пачка			V пачка
		полево-шпатовый амфиболит (1)	гранат-амфиболовый сланец (1)	полево-шпатовый амфиболит	черный кварцит (1)	амфиболиты (6)	сланцы с Сорг (6)	глинозёмистые сланцы (4)	карбонатные породы (3)	амфиболиты (5)	сланцы с амфиболом, гранатом, биотитом, ставролитом (3)	карбонатные породы (2)	графитистые породы (2)
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Железистая	Гётит	—	—	6,17	2,55	$\frac{0,0-7,97}{1,38}$	$\frac{0,0-8,09}{2,51}$	$\frac{0,0-2,87}{0,72}$	—	—	$\frac{1,38-16,11}{8,68}$	—	$\frac{0,0-4,17}{1,57}$
Карбонатная	Кальцит	3,40	5,43	—	—	$\frac{0,0-14,51}{4,63}$	$\frac{0,0-4,68}{1,42}$	$\frac{0,0-3,94}{1,70}$	$\frac{11,60-65,23}{41,03}$	$\frac{0,45-19,20}{12,48}$	—	$\frac{65,68-79,77}{72,72}$	$\frac{0,0-6,64}{1,90}$
	Анкерит	6,64	13,70	1,48	0,24	$\frac{0,0-11,52}{5,46}$	$\frac{0,0-12,95}{4,04}$	$\frac{1,05-4,43}{2,08}$	$\frac{2,90-9,58}{6,05}$	$\frac{0,0-8,08}{2,48}$	—	$\frac{5,99-6,02}{6,00}$	$\frac{0,0-2,98}{0,68}$
	Доломит	15,63	—	13,64	4,10	$\frac{2,23-15,81}{9,82}$	$\frac{1,86-10,72}{5,96}$	$\frac{0,0-11,84}{2,96}$	$\frac{26,41-74,42}{47,49}$	$\frac{0,0-15,95}{4,24}$	$\frac{8,60-14,39}{10,55}$	$\frac{5,28-5,68}{5,48}$	$\frac{1,16-14,03}{6,11}$
	Сумма	25,67	19,13	15,12	4,34	19,91	11,42	7,46	94,57	19,20	10,55	84,20	8,69
	Углерод	—	—	—	2,84	$\frac{0,0-0,62}{0,10}$	$\frac{1,79-10,04}{4,30}$	—	$\frac{0,0-0,77}{0,47}$	—	—	$\frac{2,31-5,19}{3,75}$	$\frac{16,80-39,76}{29,49}$
Прочие минералы		1,41	1,71	1,86	0,27	$\frac{0,83-1,55}{1,28}$	$\frac{0,68-2,60}{1,51}$	$\frac{1,07-2,23}{1,56}$	—	$\frac{1,17-2,27}{1,72}$	$\frac{0,74-1,44}{1,13}$	$\frac{1,00-1,14}{1,07}$	$\frac{0,67-4,40}{2,10}$

Примечание. 1 — карбонат-песчанистые глины и карбонат-глинистые песчаники, 2 — карбонат-кварцевая глина, 3 — карбонат-глинистый песчаник, 4 — существенно кварцевый песчаник, 5 — карбонат-глинистый песчаник и алевролит, 6 — глинистый песчаник с карбонатом, 7 — песчаная глина с карбонатом, 8 — песчаный известняк и доломит, 9 — карбонат-песчаная глина, 10 — карбонат-глинистый песчаник, 11 — известняк с примесью обломочного материала, 12 — карбонат-глинисто-углеродистый аргиллит.

В скобках указано число использованных полных химических анализов пород. В числителе приведены пределы содержаний компонента, в знаменателе — средние значения. Все химические анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР, анализировались образцы, собранные авторами. Пересчеты на нормативный состав произведены по методике О. М. Розена [12].



Фиг. 4. Диаграмма А. Н. Неелова [11] для пород свиты хирвинаволок
 Поля: I — кварцевых песчаников; II — олигомиктовых песчаников; III — полимиктовых песчаников; IV — аркозовых песчаников; V — известковистых железистых песчаников; VI — слабо дифференцированных в химическом отношении осадков (а — граувакк, б — полимиктовых алевролитов, в — песчаников с глинистым цементом); VII — умеренно дифференцированных в химическом отношении глин; VIII — сильно дифференцированных глин; IX — карбонатных и железистых глин; X — мергелей; XI — кремнистых мергелей; железистых песчаников; XII — железистых кварцитов.
 Породы свиты хирвинаволок: 1 — амфиболиты, гранат-амфиболовые сланцы I пачки; 2 — амфиболиты, кварциты II пачки; 3 — амфиболиты, ставролит- и карбонатсодержащие сланцы III пачки; 4 — различные сланцы и карбонатные породы IV пачки; 5 — высокоуглеродистые сланцы V пачки

ладал материал разрушения изверженных пород основного состава и могла быть заметной доля туфового и песчаного материала. Последнее подтверждается и результатами пересчетов на нормативные составы осадка (см. табл. 3). Величины Al_2O_3/Na_2O и K_2O/Na_2O для различных типов пород III пачки в среднем равны: в глиноземистых сланцах соответственно 30,5 и 2,81; в углеродсодержащих сланцах 7,40 и 0,84; в амфиболитах 10,0 и 0,68. По этим данным также можно говорить о сравнительно низкой степени химического выветривания и слабой дифференциации осадочного материала, в котором содержалось заметное количество хлорита, полевых шпатов. При этом по значению коэффициента Мидлтона, который в рассматриваемых породах составляет менее 0,4, можно утверждать, что первичный осадочный материал имел терригенное происхождение, а доля вулканогенного материала не могла быть значимой. Нормативные хлориты осадка при средней железистости пород 0,41—0,50 могли принадлежать к группе рипидолита — прохлорита [2].

Карбонатные породы III пачки представлены доломитами, известняками и смешанными разностями. Отдельные прослои карбонатных пород содержат заметное количество силикатных минералов: кварца, полевых шпатов и слюд. Пересчет состава карбонатных пород III пачки на нормативные минеральные компоненты осадка показал, что в среднем они могли содержать до 4% обломочного материала, менее 1% глин, а кальцит и доломит были представлены приблизительно равными количествами (см. табл. 3).

Фигуративные точки состава амфиболитов и сланцев IV пачки на диагностической диаграмме ложатся в поля карбонатных и железистых глин, мергелей, а отдельные разности амфиболовых и ставролитовых сланцев — в поле слабодифференцированных в химическом отношении обломочных пород: граувакк и песчаников с глинистым цементом (см. фиг. 4).

Кремневый модуль амфиболитов этой пачки колеблется от 0,28 до 0,46, что отвечает значению модуля континентальных и лагунных глин гумидной зоны [14]. Средние значения Al_2O_3/Na_2O и K_2O/Na_2O , равные

10,45 и 0,61, свидетельствуют о низкой степени дифференциации вещества первичных осадков. Из рассмотрения ряда средних значений ($K_2O/Al_2O_3=0,04$ и $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3=0,16$) следует, что количество гидрослюд и полевых шпатов в составе первичных осадков, по-видимому, было небольшим и что Al в значительной степени был связан с хлоритами. По нормативному составу эти хлориты при расчетном коэффициенте железистости амфиболитов, равном 0,48, отнесены к рипидолиту. Биотит-амфиболовые и гранат-ставролитовые сланцы IV пачки имеют среднее значение кремневого модуля 0,23 и низкие значения Al_2O_3/Na_2O и K_2O/Na_2O , равные соответственно 5,62 и 1,11, свидетельствующие о низкой степени зрелости первичных осадков и их песчано-глинистом составе. По данным $K_2O/Al_2O_3=0,19$ и $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3=0,4$ можно предполагать, что в составе первичного осадка значительную роль играли полевошпатовые и гидрослюдистые составляющие, калий в большинстве своем был связан с гидрослюдами, а не с калиевыми полевыми шпатами.

Пересчеты сланцев и амфиболитов IV пачки на нормативный минеральный состав (см. табл. 3) показывают, что они соответствуют карбонатсодержащим глинам и песчаникам. При этом в соотношении нормативных полевых шпатов обнаруживается существенное преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом.

Карбонатные породы IV пачки представлены доломитами и известняками, встречаются и смешанные разности. Распространены как чистые карбонатные породы с содержанием $CO_2>40\%$, так и содержащие заметное количество терригенной примеси: кварца и полевого шпата. В карбонатных породах присутствует углеродистое органическое вещество в количестве 2—5%, на биогенное происхождение которого может указывать наличие в этих породах строматолитов [16].

Венчает разрез свиты хирвинаволок пачка V графитовых матово-черных пород, содержание углерода в которых достигает 40%, а содержание SiO_2 обычно ниже 45%. На диагностической диаграмме фигуративные точки высокоуглеродистых пород свиты ложатся в поле слабо-дифференцированных в химическом отношении пород: граувакк, полимиктовых алевролитов и глин (см. фиг. 4).

Величина кремневого модуля пород пачки V колеблется от 0,16 до 0,27, что указывает на низкую степень зрелости и на песчано-глинистую природу осадочного материала. Средние значения Al_2O_3/Na_2O и K_2O/Na_2O , соответственно равные 9,84 и 2,13, также могут свидетельствовать о низкой степени химического выветривания и о преобладании физического разрушения пород. Значения $K_2O/Al_2O_3=0,08—0,31$, $Na_2O/Al_2O_3=0,23—0,48$ свидетельствуют о присутствии в исходном осадке полевых шпатов и гидрослюд.

По нормативному минеральному составу высокоуглеродистые сланцы отвечают карбонатно-глинисто-песчаным осадкам, в которых глинистые минералы представлены в основном гидрослюдой и в меньшей степени хлоритом, обломочные — кварцем и плагиоклазом, карбонаты — доломитом (см. табл. 3).

Приведенный выше обзор петрохимических параметров пород свиты хирвинаволок позволяет считать, что осадочный материал, из которого сформировались параамфиболиты, биотит-амфиболовые, гранат-амфиболовые и ставролитсодержащие сланцы, имел существенно терригенную природу и песчано-глинистый состав. Содержащиеся в разрезе карбонатные породы в свою очередь несут в своем составе определенную долю терригенной примеси. Анализ всех петрохимических параметров однозначно указывает на то, что первичный материал имел низкую степень зрелости, так как не достигал в областях сноса высокой степени химического выветривания. Невысокой была и осадочная дифференциация вещества, исключением, пожалуй, являются только кварциты II пачки. Это подтверждается присутствием в нормативном составе пород таких минералов, как полевые шпаты, гидрослюды и хлориты.

Высокие значения карбонатного модуля в какой-то степени могут указывать на фациальные условия осадконакопления. Значения этого параметра почти во всех породах свиты больше 0,1, что обычно соответствует морским условиям геосинклинальной зоны, где этот параметр составляет 0,158 для песков и 0,182 для глин [14].

В определенной степени по величине индекса Al_2O_3/TiO_2 можно дать оценку палеоклиматической обстановки седиментогенеза [4]. Породы свиты хирвинаволок в большинстве своем характеризуются значениями этого индекса, которые не превышают 20. Таким образом, можно говорить о существовании гумидного климата в эпоху накопления массы углеродсодержащего осадочного материала, из которого формировался разрез пород свиты хирвинаволок Кукасозерской синклинальной структуры. Именно гумидному климату и свойственно широкое развитие органической жизни.

Дискуссионным остается вопрос о доле участия в составе первичных осадков вулканического туфового материала. Казалось бы, некоторые петрохимические показатели указывают на то, что в составе большинства разностей амфиболитов, амфиболовых, ставролитовых и углеродсодержащих сланцев свиты хирвинаволок мог присутствовать туфовый материал. В этих породах систематически высокими являются значения титанового модуля, устанавливается большое количество нормативных хлоритов и плагиоклазов. Однако по общей нормативной щелочности, которая укладывается в интервал 0,2—0,4, породы не выходят за рамки обычных терригенных разностей [19]. Поэтому следует считать, что степень влияния туфового материала на состав первичных осадков была крайне ограниченной. Более точная оценка количества туфового материала прямыми петрографическими наблюдениями в метаморфических породах свиты хирвинаволок пока не дала однозначных результатов. Тем не менее наличие в разрезе свиты пластовых тел метадиабазов ставит перед необходимостью оценить степень влияния на химический и минеральный состав осадков поствулканической газовой-гидротермальной деятельности. Для выявления возможного эксгальтативного привноса элементов нами используется железомарганцевый модуль $(Fe+Mn)/Ti$, предложенный Н. М. Страховым [18]. Значения железомарганцевого модуля в изученных породах, практически всегда лежащие в пределах 10—20, свидетельствуют об отсутствии заметного влияния эксгальтативного материала на формирование осадков свиты хирвинаволок, а возможное воздействие вулканизма на седиментацию проявилось только в привносе пеплового материала.

В заключение хочется обратить внимание на некоторые особенности палеогеографической обстановки, существовавшей в момент образования пачек первично-осадочных пород свиты хирвинаволок. Несомненно одно — изучавшиеся разрезы свиты располагаются в осевой части синклинальной структуры и представляют внутреннюю часть палеобассейна, которая, однако, не была удаленной от суши: о постоянной близости суши в момент накопления осадочного материала может свидетельствовать заметное присутствие в породах всего разреза терригенной составляющей. Кукасозерская синклиналь является примером небольшого по размерам мелководного бассейна. Подобные бассейны, приуроченные к активным в тектоническом отношении зонам рифтового типа, были достаточно широко развиты в карельское время в Карело-Кольском регионе. Наиболее изучены Печенгская и Имандра-Варзугская структурные зоны [7, 8], в которых в карельское время существовали осадочные бассейны, заполнявшиеся при идентичных Кукасозерской структуре палеогеографических условиях терригенно-вулканогенными, в том числе и углеродсодержащими толщами.

Литература

1. Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1982. 204 с.
2. Годовиков А. А. Семейство хлоритов//Минералогия. М.: Недра, 1975. С. 278—289.

3. Горбачев О. В. Параамфиболиты и амфиболовые сланцы в карбонатных толщах докембрия//Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981. Вып. 6. С. 62—71.
4. Глинистые минералы как показатели условий литогенеза//Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1976. Вып. 223. С. 9—37.
5. Демидов Н. Ф., Кратц К. О. Стратиграфия и тектоника Кукасозерско-Тикшозерской зоны карелид Северной Карелии//Тр. Ин-та геологии Карельского фил. АН СССР. 1974. Вып. 20. С. 95—116.
6. Кратц К. О. Геология карелид Карелии// М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 209 с.
7. Мележик В. А., Предовский А. А., Басалаев А. А., Бекасова Н. Б. Литология и условия формирования протерозойских отложений зон обрамления Беломорского мегаблока//Бассейны седиментации и зоны вулканизма докембрия Кольского региона. Апатиты: Изд-во Кольского фил. АН СССР, 1983. С. 5—32.
8. Мележик В. А., Предовский А. А. Геохимия раннепротерозойского литогенеза. Л.: Наука, 1982. 208 с.
9. Московченко Н. И. Состав и строение ритмичных образований Северной Карелии и особенности их метаморфизма//Проблемы литологии докембрия. Л.: Наука, 1971. С. 69—84.
10. Неелов А. Н., Давыдов Г. В. Восстановление первичного состава парапород по их химическому составу//Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Т. 1. Л.: Недра, 1974. С. 397—400.
11. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
12. Розен О. М. Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия//Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975. Вып. 4. Кн. 1. С. 60—74.
13. Розен О. М. Хлориты осадочных пород//Докл. АН СССР. 1976. Т. 228. № 3. С. 689—693.
14. Ронов А. Б., Гурин Ю. П., Казаков Г. А. и др. Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклинальных бассейнах//Геохимия. 1966. № 7. С. 763—776.
15. Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солоднова И. И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород//Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 201—253.
16. Сацук Ю. И., Макарихин В. В. Органические образования среднепротерозойских пород Карелии как показатели особенностей палеогеографии//Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975. Вып. 4. Кн. 2. С. 180—184.
17. Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия//Тр. ГИН АН СССР. 1975. Вып. 277. 115 с.
18. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
19. Юдович Я. Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
20. Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Мерц А. В., Беляев А. А. Петрохимическая диагностика вулканогенных продуктов в ченросланцевых отложениях Пай-Хоя//Геохимия. 1984. № 6. С. 868—882.
21. Pettijohn F. J. Sedimentary Rocks. 2-nd ed. N. Y.: Harper and Brothers, 1957. 718 p.

• Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
5.V.1985

УДК 551.71/72(574)

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КОКЖОТСКОЙ СЕРИИ КАРАТАУ (КАЗАХСТАН)

САРГАСКАЕВ Ж. С.

В работе рассмотрены вопросы формирования карбонатно-терригенной кокжотской серии, расчлененной на три свиты: песчано-алевритовую куюкскую, карбонатную ботакаринскую и песчаную конуртобинскую. Выявлено, что отложения представлены осадками автокинетической седиментации, образованными в относительно глубоководных условиях, в пределах конусов. Установлена принадлежность отложений карбонатно-терригенной формации к флишу.

На территории Южного Казахстана в пределах каледонид Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы развита своеобразная карбонатно-терригенная формация — кокжотская серия (мощность 1500—1600 м). Выходы ее прослеживаются в виде широкой полосы северо-западного простирания между структурно-формационными зонами Малого и Большого Каратау, ограничиваются от них соответственно с северо-востока и юго-запада Каройским надвигом и Главным Каратауским разломом, выходя за пределы Казахстана и обнажаясь на северных склонах Таласского Алатау.

В основании выделяемой кокжотской структурно-формационной зоны [19] устанавливается метаморфический комплекс пород нижнего протерозоя. Выше с большим перерывом залегает рассматриваемая кокжотская серия, породы которой сильно дислоцированы с широким развитием изоклинальных складок и кливажа. Наряду с линейно-вытянутыми крупными складками первого порядка развиты более мелкие, вплоть до микроскладчатости. Степень дислоцированности возрастает вблизи тектонических нарушений. В этом случае породы превращены в кварц-серицитовые, кварц-хлорит-мусковитовые бластопсаммитовые и бласто-алевритовые сланцы. Возраст кокжотской серии в связи с находками фауны [10] соответствует венду — среднему ордовика. Серия расчленена на свиты (снизу вверх) [1]: куюкскую песчанико-алевролитовую, ботакаринскую карбонатную и конуртобинскую песчаниковую.

В северо-западной части зоны кокжотская серия также несогласно перекрывается молассоидными образованиями туюкубашской свиты среднего девона.

В процессе литологического изучения карбонатно-терригенной формации выявлены некоторые характерные особенности стратификации, текстурно-структурных признаков и минерального состава, позволяющие установить принадлежность отложений к флишу. Флишевым образованиям посвящена обширная литература [4—7, 11—14, 18, 21 и др.]. Диагностические признаки генетических типов отложений, выделяемых в статье, детально рассмотрены В. Т. Фроловым [20].

Куюкская свита имеет наибольшее развитие в пределах Кокжотского блока и не претерпевает латеральных изменений по простираанию. Представлена серовато-зелеными аргиллитами, алевролитами, мелко- и среднезернистыми, реже грубозернистыми песчаниками, гравелитами, туфопесчаниками, туфами. Характерно присутствие кристаллов пирита. В этой свите выделяются две ассоциации пород: туфогравелитовая и песчанико-алевролитовая.

Туфогравелитовая ассоциация (табл. 1) тяготеет к низам разрезов и представлена мелкогравийными, крупнозернистыми псаммитовыми разностями (мощность пластов от 0,5 до 2—3 м) с редкими прослоями

Туфогравелитовая породная ассоциация

Признак	Мелкозернистые гравелиты, крупно-среднезернистые песчаники	Мелкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты
Цвет породы	Серовато-зеленый	Зеленовато-серый, серый, на выветрелой поверхности бурый, иногда черный
Сортировка	Плохая. Разнозернистость. Для мелкозернистых гравелитов, крупнозернистых песчаников максимальные размеры 3,3 мм, минимальные размеры — мелкозернистые алевролитовые, средние размеры 0,8—1,3 мм. Для среднезернистых песчаников максимальные размеры 2,2—1,0 мм, минимальные размеры — мелкозернистые алевролитовые, средние размеры 0,6 мм	Плохая. Разнозернистость. Максимальные размеры 0,9—1,1 мм, средние размеры 0,09—0,2 мм, минимальные размеры — мелкозернистые алевритовые. Характерны удлиненные обломки глинистых сланцев с размерами от 2,5 до 0,6—0,7 мм
Текстура	Прямая градационная, реже инверсионная слоистости. Широко развиты различные подошвенные знаки — гиероглифы. Характерны глинистые интракласты, отчетливые эрозионные нижние контакты	Горизонтальная и косая однонаправленная слоистости
Обработка материала	Чаще полуугловаты, реже полуокатаны, окатаны. Характерны единичные, резко угловатые обломки кварца — тефрогенный материал	Полуокатаны, угловаты, реже окатаны. Отмечаются остроугольные, резко угловатые обломки (порой с оплавленными краями кварца) пород с микрофельзитовой структурой основной массы — тефрогенный материал
Состав обломков: Эдафогенная кластика 1-го рода	Базальтоиды, андезиты, диабазы, ассоциирующие с ними гиадокластика, кремнистые породы, окатанные обломки мраморов, единичные зерна измененных амфиболов, моноклиновых пироксенов, акцессорные — хромшпинелиды, титаномagnetит, рудные минералы	Единичные зерна эффузивов основного и среднего составов, обломки мраморов
Эдафогенная кластика 2-го рода	Аргиллиты, алевролиты, олигомиктовые мелкозернистые песчаники	Аргиллиты
Сиалическая кластика	Кварц, часто катаклазирован, мелкозернистый гранит, эффузивы и туфы кислого состава, кварц-слюдяные сланцы, кварциты, олигомиктовые мелкозернистые песчаники, микрогранофиры, КГШ, измененный полевой шпат, слюды; акцессорные — монацит, глауконит, рудные минералы	Кварц, кварциты, эффузивы и туфы кислого состава, мелкозернистый гранит, альбитизированный КГШ, полевой шпат. Единичные зерна монацита
Цемент:		
а) состав	Кремнисто-серицито-хлоритовый, слюдисто-хлоритовый, иногда слюдисто-хлорит-карбонатный	Хлорит-слюдистый с лейкоксеном, игольчатками рутила; карбонатный
б) тип цементации	Контактный, реже заполнения пор. В среднезернистых разностях — заполнения пор, реже базальный. Распределение обломков равномерное	Базальный, равномерно распределенный, местами сгустковый
в) количество цемента	Скудный цемент (5—7%)	Много, 15%
Комплекс сопутствующих пород	Зеленые аргиллиты, мелкозернистые песчаники	Песчаники

Таблица 1 (окончание)

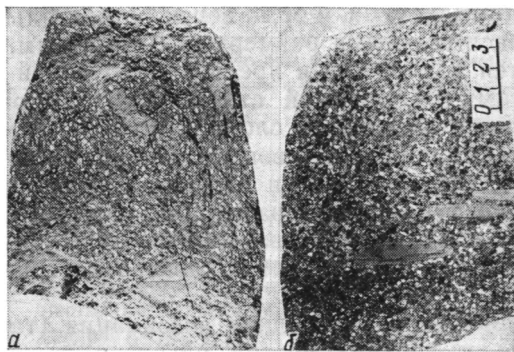
Признак	Мелкозернистые гравелиты, крупно-среднезернистые песчаники	Мелкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты
Генетический тип осадков	Отложения зерновых потоков или незрелых турбидитов	Межтурбидитные, генетические связаны с осадками спокойной (пелагической) седиментации, переработанные контурными или придонными течениями
Туфы		
Цвет породы:	Бирюзовый	
Размер зерен, мм:		
а) преобладают	Максимальные размеры 0,4÷0,8 мм, минимальные размеры — мелкозернистые алевроитовые. Средние размеры от 0,08—0,09 до мелкозернистой алевроитовой	
б) примесь	Отмечаются обломки глинистого сланца размерами, достигающими по длинной оси 1,9 мм, а в поперечнике 0,3 мм	
Сортировка	Плохая	
Структура	Мелкопорфировая	
Состав зерен:		
а) преобладают	Альбитизированный КППШ, кварц	
б) примесь	Глинистые сланцы, алевролиты, кварциты, обломки хлоритизированных вулканических стекол	
Форма зерен:	Тефрогенного материала: остроугольная, оскольчатая, рогульчатая. Терригенной кластики: окатанная	
Основная масса:		
а) состав	Много кварца, альбита, кремней, слюд (мусковита, биотита), хлорита с лейкоксеном	
б) структура	Порфировая. Основная масса тонкозернистая, мелкозернистая	
в) количество и тип	Равномерно распределенный, обильный, криптозернистый, пепловый от 90 до 95%	
Текстура	Слоистая. Характерна прямая гранулометрическая дифференциация вещества. В низах слоев туфы обогащены кристаллокластами, реже литокластами; в верхних частях становятся пепловыми и представляют криптозернистую породу	
Сопутствующие породы	Средне-мелкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты	
Генетический тип	Телепирокластические отложения	

мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Отмечаются единичные мелкие (первые сантиметры) гальки, сложенные мелкозернистым полимиктовым песчаником, близким по составу к вмещающим породам.

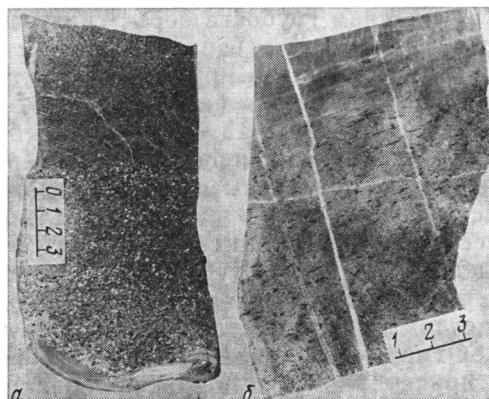
Кластика обломочных пород полимиктовая, с большим количеством литических фрагментов, местами с примесью тефрогенного материала. В нижней трети разреза отмечается единичный горизонт витрокластических туфов кислого состава мощностью до 10 м.

Для ассоциации характерна отчетливая, порой неясно выраженная ритмическая слоистость, реже встречаются массивные текстуры в пластах мелкозернистых песчаников. В слоистых разностях наблюдается прямое градационное распределение материала, характерное для текстур турбидитов, описанных А. Бума [26]. Устанавливается постепенная смена от грубозернистого песчаника в основании пластов до среднезернистого в кровле. В кровле пластов нередко присутствуют микрослоеватые аргиллиты. Иногда в верхних частях многослоев наблюдается инверсионное погрубение материала от алевроитовой до псаммитовой размерностей. В этом случае тонко чередующиеся слои (мощностью от 1,5 см) аргиллитов и алевролитов в основании таких пластов сменяются постепенно к кровле среднезернистыми песчаниками с небольшим (первые проценты) количеством глинистого цемента. Механизм образования таких текстур дан Р. Уокером [28].

Нижние контакты градируемых пластов всегда резкие — горизонтальные, волнистые или эрозионные. Верхние контакты — как резкие, так и постепенные. В основании, реже в пределах самих пластов присутствуют эллипсоидной формы интракласты глинистого сланца, внедренного в песчаный матрикс, по-видимому, при «распарывании» [27] или-



Фиг. 1. Интракласты аргиллитов в песчановом матриксе
а — в горизонтальном сечении (ум. 6,0); б — в вертикальном



Фиг. 2. Генетические типы (отложения потоков:
а — зерновых; б — турбидитных)

стого дна турбулентными потоками. Размер обломков варьирует от нескольких до 12 см и более. Подобные своеобразные внутриформационные конгломераты типичны для отложений с чередованием песчаников и глинистых пород (фиг. 1, а, б).

По текстурно-структурным признакам: значительной мощности циклитов (до 2,5 м), грубости обломочного материала, скудости связующего матрикса (цемент 5—7%), эрозионным контактам, присутствию интракластов, градационной, местами инверсионной сортировке обломочного материала, подошвенным знакам, эти отложения следует рассматривать как отложения зерновых потоков или незрелых турбидитов, сформированных в проксимальной части глубоководных конусов (фиг. 2, а).

Пласты грубозернистых пород разделены маломощными (до 10 см) многослоями, состоящими из тонко чередующихся алевролитов и аргиллитов с горизонтальной и косой однонаправленной слоистостью. Такие слои выделяются нами как межтурбидитные и генетически связываются с осадками спокойной (пелагической) седиментации, переработанными контурными или придонными течениями.

Горизонт витрокластических, витрокристаллокластических туфов (см. табл. 1) кислого состава отчетливо прослеживается по простираию на многие километры (мощность его 10 м). Нижние контакты пласта ровные или пологоволнистые, верхние — слабоэрозионные вследствие частичного размыва более поздними суспензионными потоками терригенного материала. Для туфов характерна гранулометрическая дифференциация вещества. Так, в нижних частях пласта туфы массивные, «обогащены» кристаллокластами кварца, альбитизированного калиевого шпа-

та, очень редко литокластами. Форма зерен остроугольная, рогульчатая, оскольчатая с максимальными размерами 0,4—0,8 мм. Вверх по разрезу туфы становятся пепловыми и представляют собой криптозернистую породу с реликтами рогульчатой структуры. Горизонтальные слои пеплового материала (мощность слоев до 2 см и менее) переслаиваются с прослойками глинистого вещества (первые миллиметры). Причем нижние и верхние поверхности раздела слоев постепенные, ровные. Формирование туфового горизонта, по-видимому, связано с деятельностью удаленных высокоэксплозивных вулканов с последующим переносом по воздуху и осаждением пеплового материала через водную толщу.

Песчанико-алевролитовая породная ассоциация (табл. 2) имеет наибольшее развитие в верхних частях разрезов толщи. Представлена серо-зелеными, серыми, мелкозернистыми, реже средне-крупнозернистыми песчаниками, алевролитами, листоватыми аргиллитами. Кластика обломочных пород полимиктовая с большим количеством тефрогенного материала.

Для ассоциации типична прямая градиционная сортировка обломочного материала с изменением грубости зерен снизу вверх по пласту от псаммитовой до крупнозернистой алевритовой разностей (см. фиг. 2, б). Часто в основании градированных серий наблюдаются тонкие (0,4 см) прослои среднезернистого материала («ковер волочения»). В целом преобладает песчаный элемент циклита, мощность его составляет 35—40 см, иногда 1 м, в то время как мощность тонкозернистых элементов не превышают 10—15 см. Характерны циклиты нескольких типов: средне- и мелкозернистые песчаники — алевролит, алевролит — аргиллит, мелкозернистый песчаник — алевролит — аргиллит. В них улавливается сходство с последовательностью турбидитной серии А. Бума. Выделяются следующие элементы его модели: А, АВ, АВЕ, АЕ, реже АВСЕ, ABCDE. Нижние контакты песчаниковых пластов резкие — ровные или иногда волнистые. Отмечаются повсеместно оползневые текстуры, подошвенные знаки, причем размеры знаков пропорциональны зернистости материала. Верхние контакты ровные, иногда постепенные. Местами отчетливо наблюдаются текстуры в виде субпараллельных валиков, образованные в процессе частичного размыва песчаникового субстрата придонными течениями.

По характеру сортировки и обработки обломков, по количественному содержанию связующего цемента все терригенные породы ассоциации однообразны. Для них характерна плохая сортировка материала. Обломки полуокатаны, нередко угловаты. Состав их довольно пестрый. Большое (10—15%) количество глинистого матрикса хлорит-серицитового состава позволяет отнести обломочные породы к группе вакк по классификации Ф. Петтиджона [17].

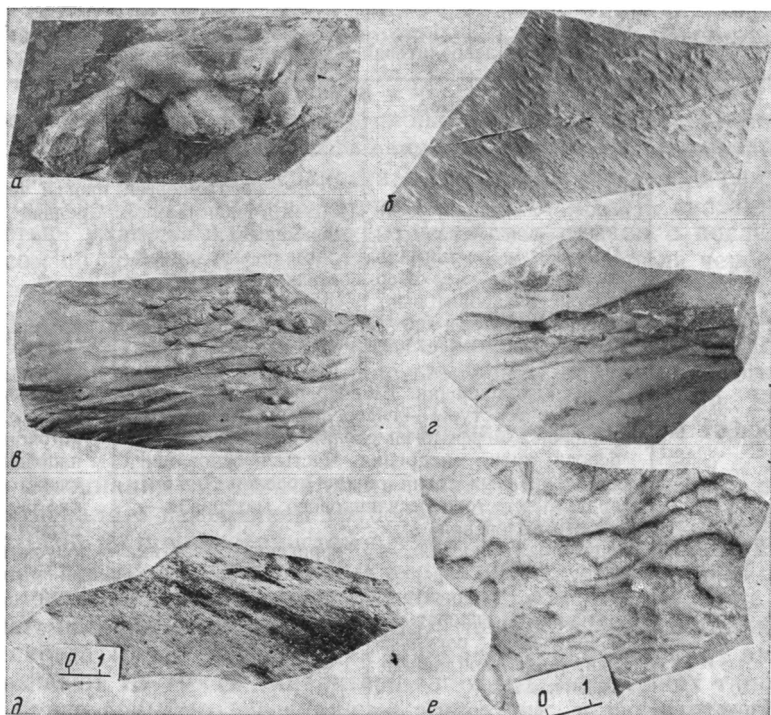
В терригенных образованиях широко развиты поверхностные текстуры — гиероглифы (механоглифы) [3, 9, 22], являющиеся характерными признаками отложений автокинетических потоков. Встречены различной морфологии слепки струй течений, борозд, проявленных в виде рельефных, прямолинейных выступов на нижней поверхности пластов песчаников. Менее развиты знаки внедрения, формирующиеся в результате вдавливания более грубого материала в глинистый, а также асимметричные знаки мелкомасштабной ряби течений в виде параллельных валиков (фиг. 3, а—е).

Анализ кластики обломочных пород, структурно-текстурных особенностей (плохая обработка и сортировка материала, большое количество цемента, наличие ряда элементов турбидитной модели А. Бума [26], подошвенных знаков, характер стратификации) позволяет отнести отмеченные выше образования к отложениям турбидных потоков, сформированных в более дистальных частях глубоководных конусов, по сравнению с породами туфогравелитовой ассоциации, если ориентироваться на модель, разработанную Р. Уокером [28].

Песчанико-алевролитовая породная ассоциация

Признак	Крупно-среднезернистые песчаники	Мелкозернистые песчаники	Алевролиты, аргиллиты
Цвет породы	Зеленовато-серый	Зеленовато-серый, иногда черный	Средняя
Сортировка	Плохая. Разнозернистость. Максимальные размеры 0,9—1,2 мм, минимальные размеры—мелкозернистые алевролитовые, средние размеры 0,6—0,8 мм, наиболее часты 0,15—0,20 мм	Плохая. Максимальные размеры 1,0 мм, минимальные размеры—мелкозернистые алевролитовые, средние размеры 0,1—0,2 мм	
Текстура	Прямая градиционная. Широко развиты поверхностные текстуры — гниероглифы. Отмечаются различной морфологии слепки струй течения, борозд, знаки внедрения. Часты в основании градированных серий тонкие прослои (0,4 см) среднезернистого песчаникового материала — «ковер волочения»		Горизонтальная и косоволнистая, поточковая однонаправленная слоистости. Резкие верхние и нижние контакты
Обработка материала	Терригенная кластика — полуокатана, нередко угловата. Тефрогенный материал — угловатый, оскольчатый, реже с оплавленными краями	Терригенная кластика — полуокатана, реже окатана. Тефрогенный материал — остроугольный, оскольчатый	
Состав обломков			
Эдафогенная кластика 1-го рода	Эффузивы основного и среднего составов, кремнистые породы, окатанные обломки мраморов, единичные зерна амфибола, моноклинового пироксена	Единичные обломки эффузивов основного и среднего составов, мрамор, кремнистые породы	
Эдафогенная кластика 2-го рода	Аргиллиты, алевролиты	Алевролиты, аргиллиты	
Силикатная кластика	Кварц, часто катаклазированный, кварциты, эффузивы и туфы кислого состава, олигомиктовый мелкозернистый песчаник, кварц-слюдяные сланцы, полевой шпат. Тефрогенный материал — кварц	Кварц, кварциты, эффузивы и туфы кислого состава, полевой шпат. Тефрогенный материал — кварц	
Цемент:			
а) состав	Хлорит-серицитовый	Хлорит-серицитовый	
б) тип цементации	Заполнения пор, местами контактовый, базальный	Базальный, реже заполнения пор	
в) количество цемента	10%	15%	10%
Комплекс сопутствующих пород	Алевролиты, аргиллиты	Аргиллиты	Алевролиты
Генетический тип осадков	Отложения турбидных потоков, сформированные в более дистальных частях глубоководных конусов по сравнению с породами туфогравелитовой ассоциации		Межтурбидитные. Осадки спокойной (пелагической) седиментации, контуриты

Помимо градиционно-слоистых пачек в ассоциации встречаются отдельные прослои алевролитов, аргиллитов с резкими верхними и нижними контактами. Эти многослойные мощностью от 8 до 25 см состоят из совокупности слоев с горизонтальной и косоволнистой, поточковой однонаправленной слоистостью [2]. Косонаслоенные пакеты следует, по-видимому, генетически связывать с придонными, контурными течениями, в то время как массивные и горизонтально-слоистые слои образовались в условиях спокойной (пелагической) седиментации. Чередование интервалов



Фиг. 3. Гиероглифы (механоглифы)

а — хаотические слепки внедрения в подошве песчаникового пласта, перекрывающего глинистый слой (ум. 5,0); **б** — отпечатки на поверхности дна — «знаки волочения» (ум. 4,0); **в** — знаки — слепки с борозд размыва; нижняя поверхность среднезернистого песчаника, залегающего на аргиллите (ум. 45,5); **г** — знаки — слепки струй течений (ум. 4,0); **д** — знаки струй вымывания на песчаниках; **е** — знаки внедрения в виде бугристой морщинистой поверхности с неявно выраженной линейной ориентировкой отдельных элементов; развиты на нижней поверхности песчаников, подстилаемых глинистыми аргиллитами, смятых в мелкие складочки

с косой и горизонтальной слоистостями указывает на то, что однонаправленные течения носили лишь эпизодический характер и сменялись режимом спокойного осадконакопления.

Реже встречаются гиероглифы биогенного происхождения в виде мелких бугорков на поверхности алевроитовых слоев (фиг. 4).

Изучение минерального состава пород всей свиты позволило установить, что их формирование происходило в результате поступления материала различного происхождения: а) с суши (сиалическая кластика), б) за счет размыва, денудации и переотложения продуктов разрушения коренных пород дна и слаболитифицированных осадков (эдафогенная кластика) [8, 15, 16].

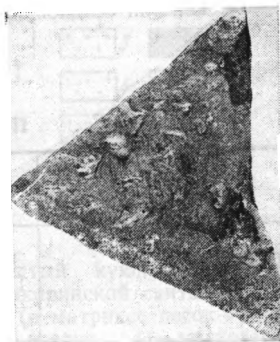
Сиалическая кластика представлена обломками различной гранулометрии, состоящими из кварца, измененного полевого шпата и туфов кислого состава, олигомиктового мелкозернистого песчаника, кварцитов, кварц-сланцев, мелкозернистого гранита, многочисленных эффузивов кислого состава, альбитизированного калиевого полевого шпата, слюд, единичными зернами микрогранофира; акцессорными — монацитом, глауконитом. Кварцевые зерна катаклазированы.

Эдафогенная кластика 1-го рода образована за счет размыва уступов и неровностей в рельефе дна, образованных более древними, протерозойскими отложениями региона. Представлена базальтоидами, андезитами, диабазами, кремнистыми породами и гиалокластикой. Отмечаются также окатанные обломки мрамора, единичные зерна титаномагнетита, хромшпинели, мономинерального, сильно измененного моноклинного пироксена, амфибола. Максимальное (10—15%) количество такой

кластики наблюдается лишь в грубозернистых отложениях туфогравелитовой ассоциации, в других же — лишь единичные обломки.

Эдафогенная кластика 2-го рода, сформированная за счет размыва автокинетическими потоками полулитифицированного, литифицированного, ранее отложившегося материала, широко развита в обломочных породах свиты (среднее содержание 10—15, максимальное 20% в туфогравелитовой ассоциации). В нашем случае отторженцы, окатыши литифицированных тонкозернистых осадков перетолгались и попадали почти в одновозрастные, новообразованные отложения. Формирующиеся при этом текстуры очень характерны для зерновых потоков. Кластика представлена аргиллитами, алевролитами.

Минеральный состав обломков для всех пород свиты более или менее постоянен. Однако количественное соотношение обломочного материала различного происхождения изменяется в зависимости от гранулометрии и генетического типа осадка. Отмечается большая полимиктность грубозернистых песчаников (максимальное содержание эдафогенной кластики 1-го рода) и увеличение доли тефрогенного материала в верхней песчаниково-алевролитовой ассоциации. Тефрогенный материал представлен кварцем, обломками пород с микрофельзитовой структурой основной массы. Формы их остроугольные, оскольчатые, часто с оплавленными краями. По классификации В. Шутава [25], терригенные обломочные породы являются полевошпат-кварцевыми граувакками. Общая мощность свиты 1000 м.



Фиг. 4. Бугорковые биоглифы (ум. 4,0)

Ботакаринская свита (табл. 3) широко развита в юго-восточной части Кокжотского блока. В районах рек Терс, Ботакара, ущелья Аргыбетсай и др. наблюдаются постепенные переходы этой свиты от подстилающих к вышележащим отложениям.

В нижней половине свита представлена ритмичным чередованием светло-серых мелкозернистых известняков (максимальная мощность слоев 8 см) с зелеными аргиллитами (до 1,5 см). В породах повсеместно отмечаются кристаллы пирита (размеры 5—10, иногда 20 мм). В карбонатно-глинистых циклитах выделяется следующая последовательность слоев (снизу вверх): известняк с алевроитовой размерностью зерен и небольшим количеством глинистого вещества, отличающийся прямой градационной сортировкой обломочного материала; микритовые известняки с обилием глинистого материала; зеленые аргиллиты.

Нетрудно заметить, что перечисленные признаки характерны для отложений турбидных потоков и сходны с признаками, описанными для обломочных пород нижней свиты кокжотской серии. Это дает возможность предположить, что осадки карбонатной свиты также представляют собой отложения турбидных потоков своеобразного состава. Подобные осадки часто встречаются на склонах современных рифов и карбонатных поднятий типа Багам [23]. Вероятно, источником карбонатного материала являлись близкоодновозрастные отложения тамдинской серии Малого Каратау. В этом случае осадки ботакаринской свиты слагают периферические, дистальные части глубоководных конусов. Кроме того, отмечаются прослои мелкозернистых известняков с косоволнистой слоистостью, образованных в результате перемыва донными течениями ранее отложившегося материала. Лишь в самых верхних частях свиты карбонатные породы сменяются темно-серыми, черными, очень мелко- и мелкозернистыми разностями, полностью вытесняющими из разреза аргиллиты. Образование их связано с вертикальным осаждением карбонатного ила, с последующим его преобразованием. Видимо, постоянно существовавший общий фон карбонатонакопления затушевывался поступающим обломочным материалом. Исчезновение в разрезе карбонат-

Карбонатная породная ассоциация

Признак	Известняки	Доломитистые известняки
Цвет породы	Серый, светло-серый	
Структура	Мелкозернистая; максимальные размеры зерен 0,03—0,05 мм, средние 0,02—0,25 мм	Мелкозернистая
Характер слоистости	Тонкослоистая; характерная прямая градационная слоистость	Косоволнистая; резкие верхние и нижние контакты
Основные примеси	Тефра кислого состава, глинистый материал, мусковит	
Парагенезис	Чередование тонкослоистых известняков и листоватых глинистых зеленоцветных аргиллитов	
Генетический тип осадков	Карбонатные турбидиты	Отложения контурных течений

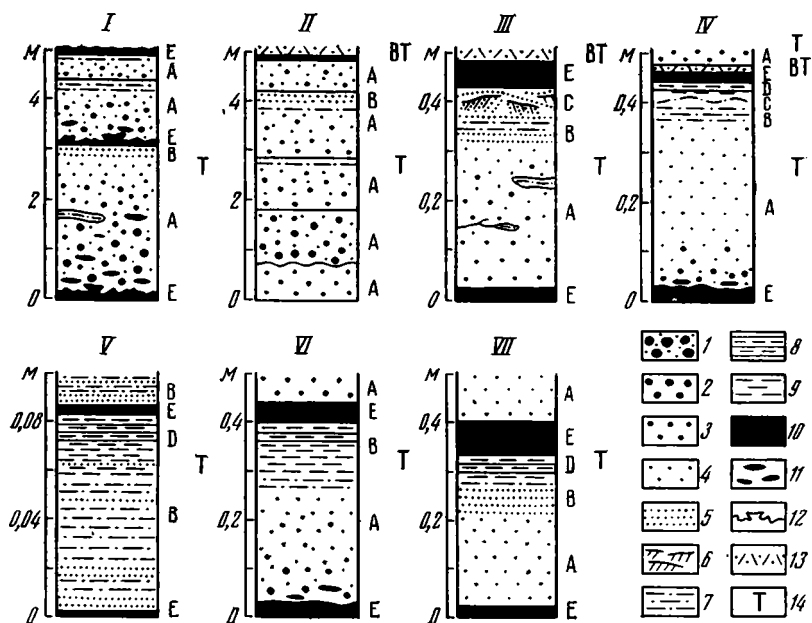
Таблица 4

Песчанниковая породная ассоциация

Признак	Крупно-мелкозернистые песчаники	Алевролиты, аргиллиты
Цвет породы	Зеленовато-серый	Зеленовато-серый
Сортировка	Плохая. Разнозернистость. Размеры от 1,5 мм до мелкозернистых алевритовых. Средние 0,6—0,8 и 0,15—0,20 мм	Средняя
Текстура	Прямая градационная. Характерны подошвенные знаки	Горизонтальная, косая однонаправленная. Резкие верхние и нижние контакты
Обработка материала	Полуугловаты, полуокатаны, реже окатаны	Полуокатаны, окатаны
Состав обломков:		
Эдафогенная кластика 1-го рода	Эффузивы основного и среднего составов, кремнистые породы, обломки мраморов	Единичные обломки эффузивов основного и среднего составов, кремнистые породы
Эдафогенная кластика 2-го рода	Алевролиты, аргиллиты	Алевролиты, аргиллиты
Сиалическая кластика	Кварц, эффузивы и туфы кислого состава, мелкозернистый гранит, кварциты, полевой шпат	Кварц, эффузивы и туфы кислого состава, полевой шпат
Цемент:		
а) состав	Хлорит-серицитовый	Хлорит-серицитовый
б) тип цементации	Заполнения пор, местами базальный	Заполнения пор, местами базальный
в) количество цемента	10—15%	5—10%
Комплекс сопутствующих пород	Алевролиты, аргиллиты	Песчаники
Генетический тип осадков	Массивные песчаные турбидиты	Межтурбидитные. Осадки спокойной (пелагической) седиментации, контуриты

ных турбидитов свидетельствует о смене ландшафтной обстановки, nivelировке рельефа в питающей карбонатной провинции или ее погружении. Общая мощность свиты достигает 150—200 м.

Конуртобинская свита (табл. 4) развита в бассейнах рек Улькен, Кишкене Бакаты, Терс, окрестностях горы Конуртобе. Представлена ритмичным чередованием темно-зеленовато-серого цвета мелко-, средне-, реже крупнозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. По минеральному составу обломков породы близки к отложениям куюкской свиты. Но в отличие от нее ритмичность чередования пород выражена слабее. Отмечаются циклиты: песчаник, песчаник — аргиллит, песча-



Фиг. 5. Флишевые циклиты: терригенный песчано-глинистый кукуской (I—IV) и конуртобинской (VI—VII) свит; известняковый — ботакаринской свиты (V)
 1 — мусорные песчаники, гравелиты, глинистые нитракласты (в матриксе песок — алевролит — пелит); 2—4 — песчаники (2 — крупнозернистые, 3 — средне-, 4 — мелкозернистые); 5 — сортированные песчаники; 6 — мелкокослоистые песчаники; 7 — алевроитистые песчаники и песчанистые алевролиты; 8 — тонкое переслаивание алевролитов и аргиллитов; 9 — алевролиты; 10 — аргиллиты; 11 — нитракласты аргиллитов; 12 — подошвенные механоглифы; 13 — вулканический туф; 14 — генетические типы отложений. Т — турбидиты с интервалами турбидитной модели А. Бума (А, В, С, D, E); BT — туф вулканический

ник — алевролит — аргиллит. Преобладает песчаный элемент циклита (мощность от 20 до 50 см). Пласты песчаников либо массивные, либо градируются от средне-мелкозернистых псаммитов до крупнозернистых алевроитовых разностей и характеризуются турбидитной последовательностью А, АВЕ, АЕ, реже АВДЕ. Нижние контакты циклитов резкие — волнистые, слабоэрозионные; верхние — резкие или постепенные. Характерны подошвенные знаки. Эти накопления рассматриваются нами как производные турбидитных потоков в пределах среднего веера глубоко-водных конусов выноса, а переслаивающиеся с ними прослои алевро-аргиллитов с горизонтальной, реже косоволнистой слоистостью — как межтурбидитные осадки. Мощность свиты достигает 350—400 м.

Таким образом, рассмотрение материала показало, что кожотская серия представлена в основном осадками автокинетических потоков (преимущественно турбидитных, реже зерновых). Кроме того, среди них встречаются контуриты и осадки спокойной (пелагической) седиментации. Все это позволяет заключить, что кожотская серия формировалась в относительно глубоководных условиях. На фиг. 5 приведены различные типы строения турбидитовых циклитов. Выделяются турбидиты терригенного и карбонатного составов. Как видно, для всех них характерна общая закономерность в строении разреза. Устанавливается она и в плане. Это, независимо от различия типов строения, прямое градационное распределение материала, выраженное в общем уменьшении granulometрии от подошвы к кровле циклитов; соответственно улучшение сортировки и изменение подошвенных и внутренних текстурных знаков.

Интервал А — основной градационный элемент — представлен granulометрическими типами пород от мелкогравийных до песчанистых алевроитов. Характерны плохая сортировка материала, наличие большого количества глинистого матрикса, внутриформационных конгломератов.

Интервалы В, С, D сложены мелкозернистыми песчаниками, песчанистыми и глинистыми алевролитами. Слои В и D — соответственно нижний и верхний ламинарные зернистые элементы с тонкогоризонтальной слоистостью или слойчатостью, с хорошей сортировкой и слабо выраженной прямой градацией материала. Но для интервала D отмечается большая глинистость и плохая выраженность в разрезе. Расположенный между ними интервал С представлен в разрезах микрокосой слоистостью. Верхний интервал Е — неслоистый, сложен зеленоцветными глинистыми аргиллитами карбонатно-кремнисто-хлорит-серицитового состава, возможно, с тонкой примесью пеплового материала.

Фоновые осадки отчетливо выделяются в разрезах куюкской свиты, где представлены пепловыми туфами. Анализ строения разрезов выделенных генетических типов, гранулометрического состава осадков, текстурно-структурных признаков (плохая обработка и слабая сортировка особенно нижнего интервала; градационное распределение материала), разнообразия типов слоистости, наличия гиероглифов механического и биогенного происхождения, подводно-оползневых текстур позволяет отнести карбонатно-терригенную формацию к флишoidным. Исключение составляют лишь темные микрозернистые известняки в верхах ботакаринской свиты, представляющиеся нам аллофильным членом этой формации [24].

Условия седиментации в флишевом палеобассейне сходны с обстановками осадконакопления в пассивных приконтинентальных окраинах атлантического типа.

Литература

1. Абдуллин А. А., Ергалиев Г. Х., Саргаскаев Ж. С. Венд — нижний палеозой//Геология и металлогения Каратау. Т. I. Алма-Ата: Наука, 1986, С. 29—34.
2. Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 1965, 258 с.
3. Вассоевич Н. Б. О некоторых флишевых текстурах (знаках). Тр. Львов. геол. о-ва. Сер. геол. 1953. Вып. 3. С. 17—85.
4. Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1948. 215 с.
5. Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Л.; М.: Гостоптехиздат. 1951. 217 с.
6. Вылцан И. А. Флишoidные формации. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1978. 202 с.
7. Вялов О. С. Краткий очерк общего характера флиша Карпат и его особенностей//Тр. Львов. геол. о-ва. Сер. геол. 1948. Вып. 1. С. 43—61.
8. Григорьев В. Н. Седиментация эдафогенного материала//Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм. М.: Наука, 1984. С. 24—37.
9. Гроссгейм В. А. О значении и методике изучения гиероглифов (на материале кавказского флиша)//Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2, С. 111—120.
10. Ергалиев Г. Х., Саргаскаев Ж. С., Конева С. П., Байторина Т. Б. К вопросу о возрасте кокжотской серии Малого Каратау//Вестн. АН КазССР. 1987, № 1. С. 43—45.
11. Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования//Тр. ГИН АН СССР. 1949. Вып. 104. 164 с.
12. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 436 с.
13. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
14. Лонгвинов В. В. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1973. 244 с.
15. Мурдмаа И. О. Эдафогенные обломочные отложения современных океанов//Палеонтология, морская геология. Геологический конгресс, 25 сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1976. С. 256—265.
16. Петелин В. П. Формирование минерального состава глубоководных осадков//История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 207—219.
17. Петтиджон Ф. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
18. Рейнак Г. Э., Синх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 429 с.
19. Сводный путеводитель экскурсий 045А и 101А: Казахская ССР, Алма-Ата: Казахстан, 1984. 86 с.
20. Фролов В. Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 218 с.
21. Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеографических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1965. 179 с.
22. Хворова И. В. О некоторых поверхностных текстурах в каменноугольном и нижнепермском флише Южного Урала//Тр. ГИН. 1955. Вып. 155. С. 136—155.

23. *Хворова И. В.* Основные черты седиментации в палеозойских геосинклинальных бассейнах и ее сравнение с седиментацией в современных океанах//Геология Мирового океана. 27-й МГК. Доклады. Т. 6. Ч. I. М.: Наука, 1984. С. 3—8.
24. *Шатский Н. С.* Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Избр. тр. Т. 3. М.: Наука, 1965. 343 с.
25. *Шутов В. Д.* Классификация песчаников//Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86—104.
26. *Bouta A. H.* Sedimentology of some flysh deposits; a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier Publ. Co. 1962. 168 p.
27. *Folk R. L.* Practical petrographic classification of limestones//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1959. V. 43. P. 1—38.
28. *Walker R. G.* Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1978. V. 62. P. 932—966.

Институт геологических
наук АН КазССР,
Алма-Ата

Поступила в редакцию
3.III.1986

УДК 552.52(262.8)

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СРЕДНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ГЛИН ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

**БУРЯКОВСКИЙ Л. А., ДЖЕВАНШИР Р. Д., ХЕИРОВ М. Б.,
АЛИЯРОВ Р. Ю.**

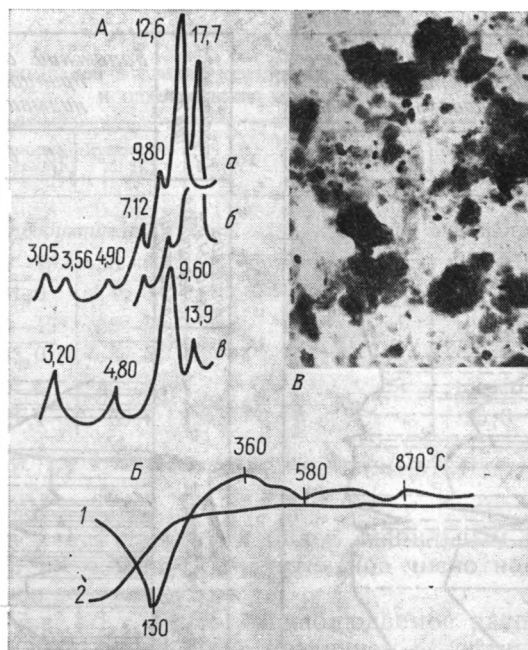
На основе экспериментальных, геолого-геофизических и геохимических исследований изучено взаимовлияние термобарических и гидрохимических факторов в процессе постседиментационных преобразований среднеплиоценовых глин Южно-Каспийской впадины. Получены корреляционные связи содержания монтмориллонита с поровым давлением, температурой и минерализацией поровых рассолов хлор-кальциевого и гидрокарбонатно-натриевого типов. Сделан вывод о возможности образования аутигенного монтмориллонита на больших глубинах.

Глинистые породы и содержащиеся в них флюиды являются важнейшими индикаторами направленности процессов постседиментационных преобразований. Во-первых, глинистые минералы, входящие в состав глинистых пород, весьма чувствительны к термобарическим факторам. Во-вторых, глинистые толщи являются аккумулятором самых разнообразных газовойдных рассолов, которые также определяют степень и характер катагенетических преобразований всей осадочной толщи [17].

Особое значение отмеченные вопросы имеют для молодых осадочных бассейнов, характеризующихся наличием мощных, быстро накопившихся глинистых толщ. Ярким примером является Южно-Каспийская впадина, выделяющаяся своеобразным и довольно уникальным сочетанием параметров: исключительно высокая скорость осадконакопления (до 1,3 км/млн. лет); огромная (до 25 км) мощность осадочного чехла и его антропоген-плиоценового выполнения (до 10 км); песчано-алевритоглинистый тип осадков; аномально высокие поровые давления (средний коэффициент аномальности до 1,8); низкий тепловой поток и пластовые температуры (на глубинах порядка 6 км температура $\sim 100 \div 110^\circ \text{C}$); инверсионный характер гидрохимического профиля (смена с глубиной хлор-кальциевых и хлор-магниевых вод на гидрокарбонатно-натриевые); широкое развитие грязевого вулканизма. Глины и глинистые породы составляют здесь от 50 до 95% разреза и играют ключевую роль в формировании литолого-минералогических, геохимических и термобарических характеристик бассейна [3, 4].

Исследованиями [15] установлено, что тонкопелитовая фракция глин третичных отложений Южно-Каспийской впадины состоит в основном из монтмориллонита и гидрослюда (фиг. 1), суммарное содержание которых составляет 60—80%. Остальная часть ее приходится на хлорит, каолинит и смешанослойные глинистые образования монтмориллонит-гидрослюдистого и монтмориллонит-хлоритового рядов с неупорядоченным чередованием слоев. Наиболее интересной и важной с теоретической и практической точек зрения особенностью указанных отложений является исключительно высокая устойчивость монтмориллонита на больших глубинах. Так, в районе Бакинского архипелага на глубинах порядка 6 км и более содержание этого минерала составляет в среднем около 40%, достигая в отдельных образцах 75%. Это вызывает повышенный интерес к изучению факторов, обуславливающих столь низкий уровень постдиагностических преобразований глинистых пород.

Катагенез пород и трансформация глинистых минералов — сложный процесс, протекающий в длительном геологическом времени под дейст-

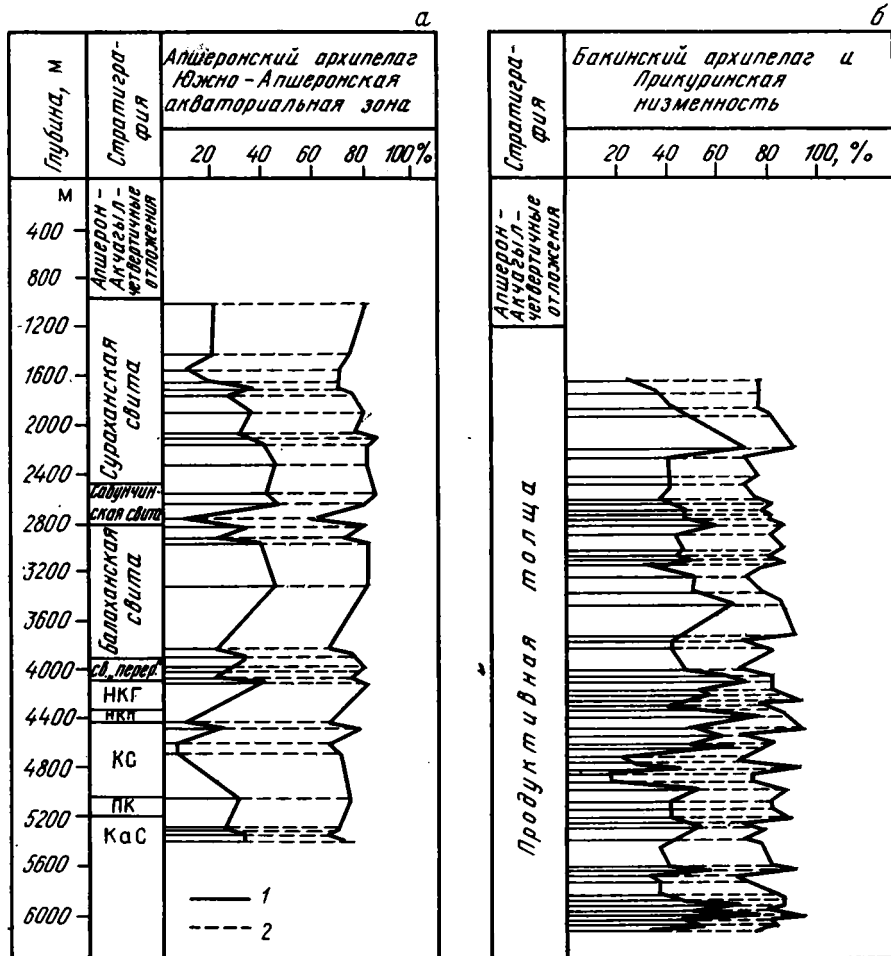


Фиг. 1. Дифрактограммы (А), термограмма (Б) и электронная микрофотография (В), характерные для глин Южно-Каспийской впадины с АВПД (Булла-море, скв. 38, глуб. 6183—6186 м)
a — воздушно-сухое состояние; *б* — после насыщения глицерином; *в* — после нагрева до 580° С (цифры на кривых даны в ангстремах). 1 — дифференциальная кривая нагрева; 2 — потеря веса

вием взаимосвязанных и взаимообусловленных природных факторов. Поэтому выявить влияние каждого из них, дать количественную оценку интенсивности воздействия того или иного фактора — задача чрезвычайно трудная. Наиболее естественный путь ее решения — постановка экспериментальных исследований как на искусственных образцах с заданными свойствами, так и на керновом материале. Однако большая сложность и длительность подобных экспериментов зачастую не позволяют добиться поставленной цели. Так, например, практически не проводились эксперименты по изучению влияния аномально высоких поровых давлений (АВПД) на преобразование глинистых минералов, не говоря уже об учете всего комплекса термобарических и геохимических факторов. В таких условиях одним из путей решения рассматриваемой задачи является использование данных детального изучения состава и структурных особенностей глинистых минералов с привлечением комплекса современных методов минералогического исследования, выполненного на представительной коллекции образцов глин из конкретного стратиграфического интервала.

Основным объектом наших исследований явились глинистые породы продуктивной толщи (ПТ) среднеплиоценовых отложений северного и западного бортов Южно-Каспийской впадины. По этим отложениям накоплен значительный фактический материал, состоящий из результатов исследования глин и глинистых минералов в широком интервале глубин — до 6,2 км (более 5000 дифрактометрических, термографических, электронно-микроскопических и других видов анализа). Статистическая обработка этих данных позволила выявить ряд особенностей в характере распределения глинистых минералов как в региональном плане, так и по глубине.

На фиг. 2 представлены диаграммы содержания монтмориллонита и гидрослюды по разрезам месторождений Апшеронского архипелага (Нефтяные Камни-2, Грязевая Сопка, Южная-2, им. 28 Апреля), Южно-Апшеронской акваториальной зоны (Бахар), Бакинского архипелага



Фиг. 2. Содержание монтмориллонита (1) и гидрослюда (2) в тонкопелитовой фракции среднеплиоценовых глин
а — Апшеронский архипелаг, Южно-Апшеронская акваториальная зона; б — Бакинский архипелаг и Прикуринская низменность

(Сангачалы-море — Дуванный-море — о-в Булла, Булла-море, Аляты-море, Хамамдаг-море, Гарасу, Санги-Мугань, Камень Персиянина) и Прикуринского района (Кюровдаг, Карабаглы).

Глинистые породы месторождений Апшеронского полуострова и одноименного архипелага имеют преимущественно гидрослюдистый состав. Содержание гидрослюда (Г) составляет в среднем 48%, а монтмориллонита (М) 24% (см. фиг. 2), т. е. $M/G=0,5$. Разрез этих месторождений по содержанию глинистых минералов достаточно неоднороден. Содержание монтмориллонита колеблется от 5 до 40%, в редких случаях достигая 45%, гидрослюда — от 20 до 60%. В табл. 1 обобщены данные рентгенодифрактометрических исследований глин по отдельным свитам среднеплиоценовых отложений Апшеронского полуострова и прилегающей акватории. Как видно, в верхнем отделе продуктивной толщи наибольшим содержанием монтмориллонита характеризуются сураханская и сабунчинская свиты (соответственно 31 и 35%), а в балаханской свите содержание монтмориллонита уменьшается до 21,4%. В нижнем отделе ПТ наибольшее (30%) содержание монтмориллонита отмечается в НКГ и калинской свитах.

На месторождениях Бакинского архипелага и Прикуринского района содержание монтмориллонита в глинистых породах (41%) несколько превалирует над содержанием гидрослюда (37%); $M/G=1,1$. В целом же разрез в отличие от района Апшеронского полуострова и прилега-

Содержание минералов в глинах месторождений Апшеронского полуострова и одноименного архипелага, %

Свита, горизонт	Монтмориллонит (М)	Гидрослюда (Г)	М/Г	Свита, горизонт	Монтмориллонит (М)	Гидрослюда (Г)	М/Г
<i>Верхний отдел продуктивной толщи</i>				<i>Нижний отдел продуктивной толщи</i>			
Сураханский	$\frac{10-45}{31,0}$	$\frac{35-60}{46,3}$	0,67	НКГ	$\frac{25-35}{30,0}$	$\frac{30-40}{41,3}$	0,73
Сабунчинская	$\frac{25-45}{35,0}$	$\frac{35-40}{37,5}$	0,93	КС	$\frac{10-30}{20,0}$	$\frac{40-60}{50,0}$	0,40
Балаханская	$\frac{10-40}{21,1}$	$\frac{40-55}{50,6}$	0,42	КаС	$\frac{10-40}{30,0}$	$\frac{40-60}{47,0}$	0,67

Примечание. В табл. 1, 2 в числителе приведены пределы содержаний, в знаменателе — среднее значение.

ющей акватории характеризуется более стабильным минеральным составом (см. фиг. 2), сохраняя значительное число набухающих глинистых минералов по всему разрезу.

Одну из причин, обусловившую наблюдаемое распределение глинистых минералов, связывают как с различием источников питания обломочным материалом отдельных участков бассейна осадконакопления и преимущественно аллотигенным происхождением глинистых минералов, так и с колебаниями скорости поступления материала в процессе накопления осадков. Для Апшеронского полуострова и прилегающей акватории Каспийского моря основными областями сноса терригенного материала служили Русская платформа, Кизил-Каспийское поднятие, острова, существовавшие на севере Апшерона, а также юго-восточные склоны Большого Кавказа. Для Прикурильского района и Бакинского архипелага основным источником обломочного материала послужили продукты выветривания более древних (мезозой — палеоген) магматических и осадочных пород комплексов горных массивов Большого, Малого Кавказа и Талыша [1, 11].

Для изучения влияния гидрохимических и термобарических факторов на постседиментационные изменения плиоценовых глин рассматриваемого региона были обобщены литературные и фондовые данные химических анализов пластовых вод и замеров пластовых температур [2, 10], а также собственные исследования авторов по определению поровых давлений в глинах методами промысловой геофизики (табл. 2).

Как известно, на интенсивность постседиментационных преобразований существенное влияние оказывает гидрохимическая обстановка в бассейне осадконакопления [17]. Поэтому прежде всего важно выяснить природу наблюдаемого в кайнозойском комплексе Южно-Каспийской впадины гидрохимического режима, а именно: является ли он следствием катагенеза глинистых пород и трансформации глинистых минералов или формируется преимущественно в результате действия других факторов. В этой связи наибольший интерес представляет проблема происхождения обращенного гидрохимического профиля в разрезе Южно-Каспийской впадины, т. е. смены с глубиной хлор-кальциевых вод на мало-минерализованные гидрокарбонатно-натриевые. Причину этого явления ряд исследователей объясняют межформационными перетоками флюидов по системе тектонических несогласий и смешением в различных объемах соотношениях сингенетичных седиментогенных хлор-кальциевых рассолов с мало-минерализованными гидрокарбонатно-натриевыми водами юрско-валанджинской генерационной принадлежности [2].

Явление гидрохимической инверсии установлено и в других регионах. Как показано Е. Ф. Станкевичем [13], воды гидрокарбонатного типа наиболее характерны для молодых осадочных бассейнов. Большое значение имеет также наличие в осадках растворенного органического ве-

Содержание глинистых минералов, градиенты поровых давлений и геотермические градиенты на площадях Южно-Каспийской впадины

Площадь	Содержание глинистых минералов, %					Градиент порового давления, МПа/м	Геотермический градиент, °С/км
	М	Г	К	Х	смешанно-слоистые		
Биби-Эйбат	Сл.—30 17	40—65 53	10—30 26	Сл.—5 3	Сл.—5 1	0,0125	28,5
Грязевая Сопка	10—35 24	45—60 51	20	Сл.—5 3,8	Сл.	0,135	26,0
им. 23-го Апреля	40	40	15—20 17,5	Сл.	Сл.—5 2,5	0,0146	24,0
Бахар	10—55 27,7	30—55 46,1	15—25 20,4	Сл.—10 4,2	Сл.—5 0,8	0,166	28,0
Сангачалы-море — Дуванный-море — о-в Булла	5—60 41	5—60 39	Сл.—20 13	Сл.—15 6	Сл.—5 1	0,0171	16,0
Булла-море	5—70 39	5—70 37	Сл.—35 16	Сл.—10 4	Сл.—10 4	0,0182	16,0
Аляты-море	45—50 47	25	15	5	5—10 8	0,0178	16,0
Хамамдаг-море — о. Камень Игнатия	30—75 49	10—45 28	10—15 12,5	Сл.—10 5	Сл.	0,0176	16,0
Кюровдаг, Кара-баглы	40—75 53	10—35 25	Сл.—20 12	Сл.—15 10	—	0,0176	16,0

щества. И. С. Грамбергом [7] установлено, что в таких условиях поровые воды уже на стадии диагенеза обогащаются бикарбонатом натрия и переходят в гидрокарбонатно-натриевый тип. В этой связи вполне понятно развитие в Южно-Каспийской впадине щелочных гидрокарбонатно-натриевых вод на больших глубинах, где разрез содержит еще значительный объем растворенного органического вещества [3]. Вместе с тем в последнее время получены довольно многочисленные данные лабораторных и промысловых наблюдений, свидетельствующие о том, что снижение минерализации вод со сменой хлор-кальциевых вод на щелочные гидрокарбонатно-натриевые наиболее характерно для зон развития АВПД.

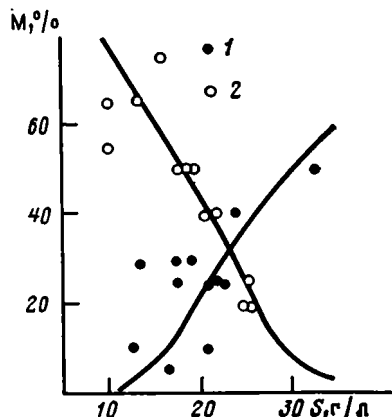
По данным Дж. Чилингара и Г. Рике III [19], выполнивших эксперимент по компрессионному сжатию образцов, состоящих из смеси монтмориллонита и гидрослюда (50/50), насыщенных морской водой, в процессе роста уплотняющего и порового давлений непрерывно наблюдалось опреснение отжимавшейся воды. Явление гидрохимической инверсии в зонах АВПД зарегистрировано в разрезе Днепровско-Донецкой впадины, где отмечается снижение общей минерализации вод с глубиной и смена хлор-кальциевого типа вод гидрокарбонатно-натриевым [12]. Четкая тенденция снижения минерализации пластовых вод в горизонтах с АВПД отмечена в Причерноморско-Крымской газонефтеносной области юга Украины; при этом установлено, что для терригенных отложений с АВПД здесь характерны воды гидрокарбонатно-натриевого типа [9]. Аналогичные данные о понижении солености пластовых вод с увеличением давления отмечены и в районе Мексиканского залива [14].

В свете сказанного очевидно, что явление гидрохимической инверсии в разрезе Южно-Каспийской впадины можно объяснить генетической связью гидрохимического режима с развитием аномально высоких поровых давлений в глинах. Как видно из данных, приведенных в табл. 2, наиболее интенсивные АВПД характерны для районов Бакинского ар-

хипелага и Прикуринского района, где воды в основном гидрокарбонатно-натриевые.

Таким образом, можно полагать, что гидрохимические особенности разреза обусловлены внутренними процессами и определяются главным образом особенностями уплотнения глинистых пород и отжатием поровых вод. В свою очередь гидрохимические факторы влияют на процесс катагенетического преобразования глинистых минералов.

На фиг. 3 приводятся построенные нами графики зависимости между содержанием монтмориллонита и общей минерализацией пластовых вод для двух типов поровых рассолов, характерных для месторождений Южно-Каспийской впадины — хлор-кальциевых и гидрокарбонатно-натриевых. Как видно, для гидрокарбонатно-натриевых вод наблюдается прямая связь, т. е. с увеличением их минерализации условия для сохранения монтмориллонита улучшаются и содержание этого минерала в глинах повышается. Увеличение общей минерализации этих вод обусловлено ростом доли карбонатных и гидрокарбонатных солей щелочных и щелочноземельных металлов. Гидрокарбонатно-натриевым составом вод характеризуются разрезы Бакинского архипелага и Прикуринского нефтегазоносного района, а также породы нижнего отдела продуктивной толщи Апшеронского полуострова и прилегающих акваторий, т. е. районы и разрезы, в которых глинистые породы характеризуются повышением содержания монтмориллонита.



Фиг. 3. Зависимость содержания монтмориллонита от солености пластовых вод
1 — гидрокарбонатно-натриевых;
2 — хлор-кальциевых

Что касается хлор-кальциевых вод, то для них связь с содержанием монтмориллонита обратная. С увеличением солености этих вод увеличивается содержание хлоридов, в частности сильвина (KCl).

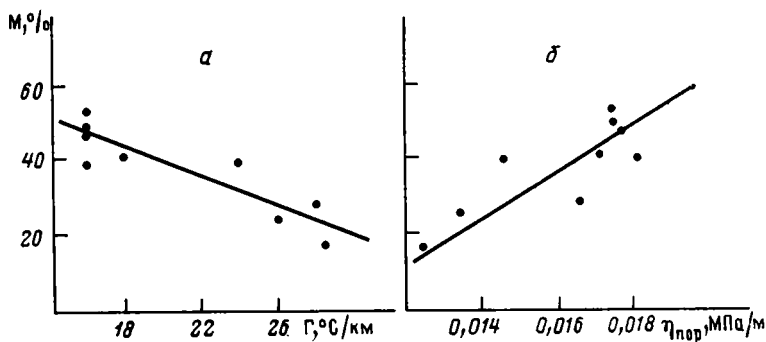
Как видно, щелочная среда благоприятна для образования и сохранения монтмориллонита, что подтверждается и результатами геохимического моделирования на ЭВМ [8].

Была использована программа на языке PL-1 для ЭВМ ЕС, аналогичная геохимической модели для ЭВМ типа ИБМ, предложенной в работе [20]. Программа позволяет по данным о химическом составе пластовых вод, температуре, pH и Eh моделировать равновесное распределение большинства элементов, присутствующих в поровых растворах в интервале температур до 350°С. Для определения возможности растворения или восстановления из раствора того или иного минерала в программе предусмотрен расчет значений разности свободной энергии Гиббса (ΔG) для изучаемых условий и условий равновесия.

Были использованы данные о химическом составе пластовых вод архипелага на глубинах порядка 4—4,5 км (табл. 3) [8, 10].

Температура равна 85°С, величина pH для изучаемых условий составляет в среднем 7,0—7,5. В результате вариантных расчетов на ЭВМ установлено [8], что в интервале изменения pH от 4 до 9 и более значения ΔG для гидрослюда всегда меньше нуля, что свидетельствует о невозможности восстановления данного минерала из раствора.

Вместе с тем в интервале изменения pH от 5 до 9 значения ΔG для Са-, Mg- и Na-монтмориллонитов либо больше нуля, либо близки к нулю, что указывает на возможность образования монтмориллонита из раствора. Как видно, геохимические условия глубоких недр Бакинского архипелага не только способствуют сохранению аллотигенного монтмориллонита, но и позволяют предположить возможность трансформации гидрослюда в монтмориллонит с образованием вторичного монтмориллонита.



Фиг. 4. Зависимость содержания монтмориллонита от геотермического градиента (а) и градиента порового давления (б)

Другим фактором, способствующим трансформации монтмориллонита, является термический режим среды [16, 18, 21]. Увеличение температуры ускоряет процесс дегидратации монтмориллонита, а это в свою очередь благоприятствует его катагенетическому преобразованию в ненабухающие минералы (гидрослюда или хлорит). В этой связи разрезы с высоким геотермическим фоном должны характеризоваться меньшим содержанием монтмориллонита.

На фиг. 4, а представлен график зависимости содержания монтмориллонита в глинах среднего плиоцена Южно-Каспийской впадины от геотермического градиента. Наибольшее содержание монтмориллонита присуще глинам Бакинского архипелага и Прикуринского района, характеризующихся низким геотермическим градиентом ($16^{\circ}\text{C}/\text{км}$). Месторождения Апшеронского полуострова и прилегающих акваторий, имеющие более высокий ($24,0\text{—}28,5^{\circ}\text{C}/\text{км}$) геотермический градиент, характеризуются меньшим содержанием монтмориллонита (см. табл. 2).

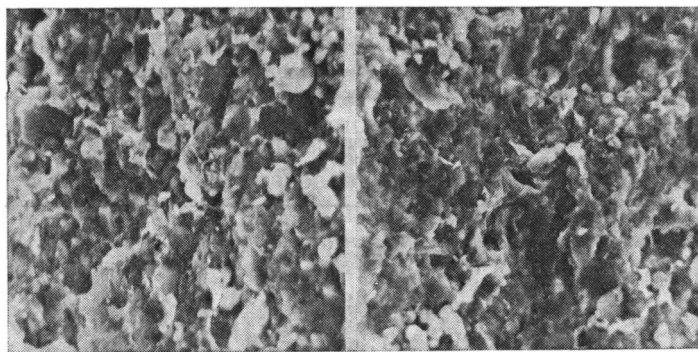
Поскольку реакция трансформации монтмориллонита в гидрослюда протекает с выделением межслоевой воды, то для развития этого процесса благоприятными будут условия, при которых десорбируемая вода беспрепятственно удаляется из порового пространства. Поэтому любой фактор, противодействующий удалению флюидов из межслоевого пространства глин, может привести к замедлению или даже прекращению реакции трансформации монтмориллонита в гидрослюда или хлорит. В работе [6] было показано, что таким фактором является аномально высокое поровое давление. В этой связи можно полагать, что в изучаемом регионе должна существовать прямая зависимость между содержанием монтмориллонита и интенсивностью развития АВПД.

На фиг. 4, б показана зависимость между содержанием монтмориллонита и градиентом поровых давлений в глинах. Как видно, связь между этими параметрами достаточно тесная. В районах Бакинского архипелага и Прикуринской низменности, характеризующихся интенсивным развитием АВПД (градиенты поровых давлений $0,018\text{—}0,019\text{ МПа}/\text{м}$), содержание монтмориллонита в глинах в среднем по разрезу достигает

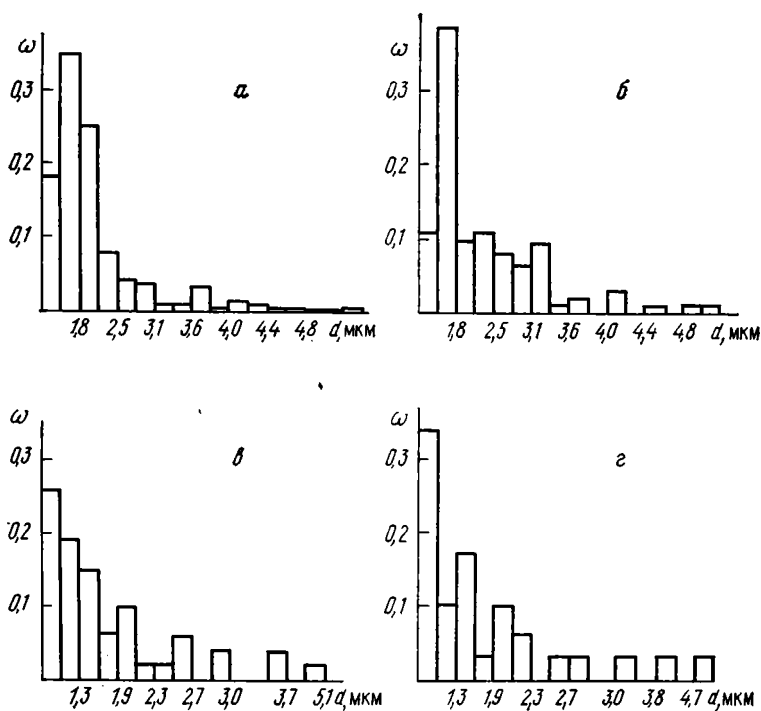
Таблица 3

Исходные данные о химическом составе пластовых вод Бакинского архипелага, использованные при моделировании

Элемент	Концентрация, мг/л	Элемент	Концентрация, мг/л
Cl^-	709,0	Ca^{2+}	8,02
SO_4^{2-}	211,2	Mg^{2+}	2,44
HCO_3^-	195,2	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	618,7
CO_3^{2-}	36,0	Al^{3+}	0,005—0,1
RCOO^-	17,7	SiO_2	70,0



Фиг. 5. Микрофотографии поверхностей сколов образцов глин, полученных методом РЭМ (Булла-море, скв. 15, глуб. 5128—5132 м). Увел. 1000



Фиг. 6. Гистограммы распределения диаметров частиц первичного (а, в) и вторичного (б, г) монтмориллонита (Булла-море, глуб. 5128—5132 м). Увел. 1000 (а, б) и 3000 (в, г). ω — относительная частота

53%. В районах с умеренным развитием АВПД (Апшеронский архипелаг, Южно-Апшеронская акваториальная зона) содержание монтмориллонита уменьшается до 17%.

Из изложенного видно, что в Южно-Каспийской впадине установлены достаточно тесные корреляционные связи между содержанием глинистых минералов, термобарическими и гидрохимическими особенностями разреза. Вместе с тем очевидно, что все эти параметры находятся во взаимодействии, и от них главным образом зависит устойчивость монтмориллонита на больших глубинах. Более того, в разрезе Бакинского архипелага на глубинах более 4—5 км, по данным растровой электронной микроскопии (РЭМ), зафиксировано образование вторичного монтмориллонита из гидрослюд [6]. Такое явление объясняется влиянием относительно низких температур, аномально высоких поровых

Числовые характеристики размеров частиц монтмориллонита в тонкопелитовой фракции глинистых пород месторождения Булла-море

Номер фотоснимка	Увеличение	Число замеров	Интервал значений d , мкм	Медиана d_{Me} , мкм	Средний диаметр, $\bar{d}$, мкм	Отклонение σ_d , мкм	Вариация V_d , %	Ассиметрия A
<i>Первичный монтмориллонит</i>								
6402, 6405 6401, 6404	1000	296	0,9—11,2	1,9	2,6	3,3	127	0,58
	3000	46	0,5—5,1	1,5	1,9	2,1	112	0,53
<i>Вторичный монтмориллонит</i>								
6402, 6405 6401, 6404	1000	118	0,9—6,5	2,0	2,7	2,9	107	0,70
	3000	29	0,6—4,8	1,6	1,9	2,2	116	0,52

Таблица 5

Содержание монтмориллонита по данным РЭМ, %

Номер фотоснимка	Увеличение	Монтмориллонит		Всего	Доля вторичного
		первичный	вторичный		
6401	3000	14,5	7,1	21,6	32,9
6402	1000	13,5	6,5	20,0	32,5
6404	3000	10,5	5,4	15,9	34,0
6405	1000	14,3	5,2	19,5	26,7

давлений, щелочным составом поровых вод, обогащенных ионами Mg^{2+} , Na^+ и Ca^{2+} .

Представляет интерес нахождение числовых характеристик частиц (вернее, агрегатных скоплений) первичного и вторичного монтмориллонита на больших глубинах. Такая приближенная оценка может быть выполнена путем соответствующего количественного анализа данных РЭМ. С этой целью нами использованы микрофотоснимки поверхностей двух сколов образца глины из интервала 5128—5132 м месторождения Булла-море (фиг. 5). Измерениям были подвергнуты снимки, выполненные на параллельных к напластованию сколах, где соотношения между первичным и вторичным монтмориллонитом видны наиболее четко. При этом использовались снимки с увеличением в 1000 и 3000 раз, что позволило в определенной степени проконтролировать точность сделанных оценок.

В табл. 4 приведены результаты статистической обработки данных измерений диаметров частиц первичного и вторичного монтмориллонита. Как видно, размеры частиц первичного монтмориллонита находятся в пределах 0,5—11,2 мкм, а вторичного 0,6—6,5 мкм. Средние значения диаметров частиц первичного и вторичного монтмориллонита примерно совпадают. Некоторое различие результатов анализа снимков с увеличением в 1000 и 3000 раз объясняется тем, что снимки с увеличением в 3000 раз позволяют зафиксировать большее число мелких частиц, что, естественно, дает несколько меньшие средние значения их диаметров (фиг. 6).

Как видно из данных, приведенных на фиг. 6 и в табл. 4, распределения диаметров частиц являются правоасимметричными, близкими к логнормальными. Во всех четырех случаях средние арифметические значения диаметров зерен превышают медианные на 0,3—0,7 мкм. Показательно, что размеры частиц монтмориллонита оказались достаточно близкими к размерам пор, установленным ранее по данным РЭМ [5].

Используя полученные данные, была выполнена оценка содержания первичного и вторичного монтмориллонита (табл. 5). В среднем суммарное содержание монтмориллонита по отношению ко всей площади микрофотоснимков составило 19,2% (в том числе первичного 13,2 и вторичного 6%). Доля вторичного монтмориллонита в его общей массе составила в среднем 31,5%. Это свидетельствует о достаточно высокой интенсивности процесса образования вторичного монтмориллонита из гидрослюд на больших глубинах.

* *
* *

Специфической особенностью постседиментационных преобразований среднеплиоценовых глин Южно-Каспийской впадины является замедление процесса преобразования монтмориллонита в гидрослюду или хлорит на больших глубинах и смена этого процесса на процесс трансформации гидрослюды в набухающие минералы группы монтмориллонита. Эти процессы протекают на фоне пониженной термической и повышенной барической активности недр и тесно с ними связаны. Можно предположить, что инверсионный гидрохимический профиль изученных отложений является следствием взаимовлияния трансформации глинистых минералов с термобарическими условиями недр, благодаря чему поровые рассолы опресняются в процессе уплотнения глинистых осадков. Полученные результаты свидетельствуют о развитии в Южно-Каспийской впадине процессов, названных В. Н. Холодовым элизионным катагенезом.

Литература

1. Али-заде А. А., Давидбекова Э. А., Хейров М. Б. Состав и генетическая природа глинистых минералов нефтегазоносных отложений Азербайджана//Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1971. № 4. С. 22—40.
2. Ахундов А. Р., Мехтиев У. Ш., Рачинский М. З. Справочник по подземным водам нефтегазовых и газоконденсатных месторождений Азербайджана. Баку: Маариф, 1976. 327 с.
3. Буряковский Л. А., Гулиев И. С., Джеваншир Р. Д. Прогнозирование нефтегазоносности больших глубин в кайнозойских осадочно-породных бассейнах//Нефтегазообразование на больших глубинах. Тез. докл. V Всесоюз. семинара. М.: Наука, 1986. С. 133—134.
4. Буряковский Л. А., Джафаров И. С., Джеваншир Р. Д. Прогнозирование физических свойств коллекторов и покрышек нефти и газа. М.: Недра, 1982. 200 с.
5. Буряковский Л. А., Джеваншир Р. Д. Структура порового пространства кайнозойских глин Азербайджана в связи с развитием в них аномально высоких поровых давлений//Литоология и полез. ископаемые. 1985. № 1. С. 96—105.
6. Буряковский Л. А., Джеваншир Р. Д. Взаимосвязь и взаимовлияние трансформации глинистых минералов с термобарическими условиями недр//Геохимия. 1986. № 4. С. 512—521.
7. Грамберг И. С. Палеогидрохимия терригенных толщ (на примере верхнепалеозойских отложений севера Средней Сибири). Л.: Недра, 1973. 172 с.
8. Джеваншир Р. Д. Моделирование геохимических условий процесса инверсии трансформации глинистых минералов (Бакинский архипелаг)//Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1985. № 5. С. 137—142.
9. Кунин Н. Я., Озерный О. М. Геохимические аномалии в зонах АВПД юга Украины//Геология нефти и газа. 1985. № 3. С. 8—12.
10. Мехтиев У. Ш., Рачинский М. З., Полоудин Г. А. Отличительные признаки пластовых вод нефтяных и газоконденсатных залежей продуктивной толщи Западного Апшерона, юго-восточного Кобыстана, Бакинского архипелага и северо-восточной части Прикуринской низменности//Изв. вузов. Нефть и газ. 1970. № 5. С. 7—12.
11. Мустафаев И. С. Литофации и палеогеография среднеплиоценовых нефтегазоносных отложений Каспийской впадины//Баку: Азернешр, 1963. 194 с.
12. Новосилецкий Р. М., Шарун Д. В. Гидрогеохимические показатели зоны распространения АВПД в ДДВ//Геология нефти и газа. 1982. № 7. С. 42—46.
13. Станкевич Е. Ф. О связи подземных гидрокарбонатно-натриевых вод с процессами нефтеобразования//Гидрогеологические критерии оценки перспектив нефтегазоносности Русской платформы. Минск: БелНИГРИ, 1971. С. 97—103.
14. Фертель У. Х. Аномальные пластовые давления: Пер. с англ. М.: Недра, 1980. 398 с.
15. Хейров М. Б. Влияние глубины залегания осадочных пород на трансформацию глинистых минералов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 8. С. 144—151.

16. Хитаров Н. И., Пугин В. А. Монтмориллонит в условиях повышенных температур и давлений//Геохимия. 1966. № 7. С. 790—795.
17. Холодов В. Н. Новое в познании катагенеза. Сообщение 2//Литология и полез. ископаемые. 1982. № 5. С. 15—32.
18. Burst J. F. Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1969. № 53. P. 73—93.
19. Chilingar G. V., Rieke H. III. Chemistry of interstitial solutions in undercompacted (overpressured) versus wellcompacted shales//Proc. Internat. Clay Conf. Appl. Publ. Ltd. Wilmette: Illinois, 1975. P. 673—678.
20. Kharaka J. K., Barnes J. Solmineq-solution-mineral equilibrium computations//USGS Computer Cont., Nat. Techn. Inf. Rept. 1973. PB-215-853.
21. Powers M. C. Fluid-release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1967. № 51. P. 1240—1254.

Институт проблем глубинных
нефтегазовых месторождений
АН АзССР, Баку

Поступила в редакцию
28.I 1987

УДК 551.71/72

**РАСЧЛЕНЕНИЕ ЗОНАЛЬНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ ПО АССОЦИАЦИЯМ
КЛАСТОГЕННЫХ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ**

ВАЛАСИС А. Г., ГОРНОСТАЙ Б. А., КАЗАК А. П.

Приводятся оригинальные данные по изучению кластогенных акцессорных минералов зонального метаморфического комплекса верхнего докембрия Хребта Паё (п-ов Канин). По результатам площадного опробования метасадочных пород выделены комплексы акцессорных минералов, статистически установлены минералогические ассоциации и определены руководящие минеральные формы. Приводятся критерии для разделения аутигенных и кластогенных минералов в метаморфических породах. Полученные данные позволяют выделить тархановскую и табуевскую серии, утверждать о моноклиальной панструктуре комплекса и отрицать ее эвгеосинклинальную природу.

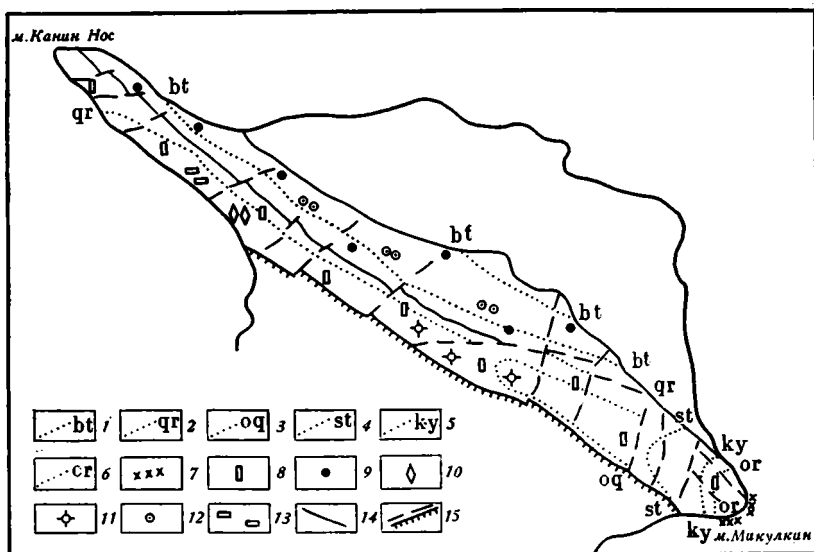
Расчленение и стратиграфическая корреляция древнейших метаморфических комплексов и разрезов является одной из важных проблем геологии докембрия. Решение этой проблемы особенно затруднено в условиях зонального метаморфизма и плохой обнаженности района, что не позволяет прямыми литолого-петрографическими наблюдениями установить действительные соотношения между толщами и комплексами пород. Именно в этих условиях большое значение приобретает изучение ассоциаций акцессорных минералов совместно с традиционными литологическими методами.

Изучение метаморфического комплекса п-ова Канин, где была опробована предлагаемая методика площадного минералогического картирования, было начато еще в 1902 г. Ф. Н. Чернышевым, однако вплоть до настоящего времени не существует общепринятой стратиграфической схемы докембрийских отложений. Наиболее распространенной является схема трехчленного деления комплекса, предложенная В. Г. Гецеком [2]. Согласно этой схеме, выделяются микулкинская, тархановская и табуевская серии¹. Сложности расчленения и корреляции разрезов осадочно-метаморфических образований обусловлены интенсивными дислокациями, различной степенью метаморфизма первично-осадочных пород и плохой обнаженностью.

Для выявления стратиграфических подразделений региона нами помимо литолого-фациальных исследований были предприняты площадные минералогические исследования комплексов акцессорных минералов.

Из всех литологических типов пород — метапсаммитов, метаалевролитов, метапелитов, метаморфизованных в различных фациях регионально-го метаморфизма, были отобраны протолочные пробы массой 10–15 кг, из которых впоследствии выделялась тяжелая минеральная фракция, изучавшаяся под бинокуляром; при этом же параллельно проводилось изучение пород и в шлифах. Минералогические исследования метаморфизованных толщ показали, что они содержат в большом количестве детритовые акцессорные минералы, такие, как циркон, гранат, апатит, ставролит, дистен, силлиманит, ильменит, рутил, лейкоксен, пирит, сфен, турмалин, эпидот, глаукофан, амфибол, пироксен, оливин, муассонит, рубин, пироп, метеоритные шарики и др. При изучении аксессуаров необходимо наличие критериев и признаков, позволяющих отличать аутигенные ми-

¹ В основу расчленения рифейских отложений положены критерии степени метаморфизма — от амфиболитовой до зеленосланцевой фации — и структурное положение толщ. Так, самая древняя микулкинская серия метаморфизована в РТ-условиях амфиболитовой фации и составляет ядро куполовидной структуры.



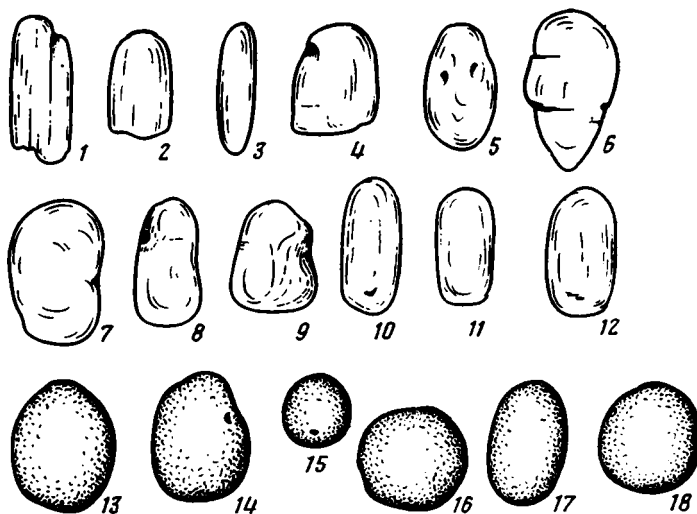
Фиг. 1. Схематическая карта распространения кластогенных цирконов и положений изоград индекс-минералов метаморфического комплекса хр. Паё
1—6 — изограды (1 — биотита, 2 — граната, 3 — олигоклаза, 4 — ставролита, 5 — кшнитта, 6 — ортоклаза); 7 — пегматитовые жилы в зоне амфиболитовой фации; 8 — желтые цирконы тархановской серии; 9 — розовые цирконы табуевской серии; 10, 11 — кластогенные зерна (10 — пироп, 11 — муассонит); 12 — метеоритные шарики; 13 — метаморфизованные палеороссы рутила; 14 — граница тархановской и табуевской серий; 15 — тектонические нарушения

нералы, образовавшиеся в породах вследствие постседиментационных процессов метаморфизма, от аллотигенных, т. е. кластогенных или детритовых минералов [3—6]. При наших исследованиях для выделения детритовых минералов использовались следующие признаки: 1) наличие той или иной степени окатанности минеральных зерен, шероховатость поверхности, несущей следы транспортировки: бороздки и царапины волочения, штришки и матовость; 2) соответствие средних размеров зерен кластогенных минералов гранулометрическому составу породы — важный признак при изучении метасаммитовых пород; 3) запрещенная ассоциация акцессорных минералов с породообразующими минералами: так, например, нахождение дистена и пироксена в породах, метаморфизованных в условиях биотит-хлоритовой субфации, позволяет однозначно отнести их к кластогенным минералам; 4) наличие в осадочно-метаморфических породах таких редких минералов, как пироп, муассонит или метеоритные шарики, что позволяет утверждать их аллотигенную природу.

Соответственно для диагностики аутигенных минералов можно определить следующие признаки: отсутствие окатанности и идиоморфизм зерен, соответствие минералов породообразующим парагенезисам; сходство включений в акцессорных и породообразующих минералах, а также целый ряд признаков, которые могут применяться в конкретном случае.

На основании изучения детритовых акцессорных минералов рифейских отложений выделяются два стратиграфических подразделения — «нижняя» и «верхняя» серии. Для каждой серии выделен комплекс акцессорных минералов, статистически установлена минеральная ассоциация и определены руководящие минеральные формы (фиг. 1).

Нижняя, тархановская серия представлена толщами терригенных пород с подчиненным количеством карбонатных слоев. В северо-западной части это переслаивание пачек терригенного флиша, метаалевролитов, флишоидных горизонтов и карбонатного мелководного флиша: в юго-восточном блоке, где ранее выделялась микулкинская серия, стратифицированный разрез сложен метаалевропелитами, терригенным флишем, содержит горизонты внутриформационных конгломератов. Таким обра-



Фиг. 2. Кластогенные цирконы

1—6 — светлые, светло-желтые и бесцветные, плохо окатанные цирконы юго-восточного блока (микулкинская свита, низы верхнепротерозойского разреза); 7—12 — светлые, желтоватые и бесцветные с желтоватым оттенком, плохо окатанные цирконы тархановской серии; 13—18 — светло-розовые, темно-розовые хорошо окатанные цирконы табуевской серии

зом, первичные осадки юго-восточного блока представляют собой фациально измененный разрез центрального и северо-западного блоков, не являясь литологически обособленным подразделением. В целом для отложений нижней серии характерны грубые кластические осадки, что и подчеркивается морфологией детритовых минералов. В формационном аспекте отложения, слагающие тархановскую серию, соответствуют верхней части разреза терригенной формации в понимании В. В. Белоусова [1]. Мощность формации достигает 4000 м.

Первично-осадочные породы тархановской серии метаморфизованы в различных фациях регионального метаморфизма — от $P-T$ -условий биотит-хлоритовой субфации до амфиболитовой фации. Несмотря на различную степень метаморфизма пород, для серии устанавливается единая циркон-апатитовая ассоциация кластогенных минералов. Коррелирующими минералами являются циркон, апатит, гранат, рутил. Помимо перечисленных минералов достаточно широко распространены кластогенные амфибол и пироксен, из редких акцессорных минералов встречаются пироп, муассонит, которые ранее исследователями не отмечались. В качестве руководящего минерала выделяется циркон.

Циркон в тех или иных количествах присутствует во всех литологических типах пород. Содержание его сильно варьирует — от нескольких знаков до сотен граммов на тонну. Наиболее высокие содержания минерала отмечаются в метапсаммитовых горизонтах, где относительное содержание в пробе колеблется в десятках долей процента. Циркон почти бесцветен, с характерным желтоватым оттенком. Характеризуется слабой окатанностью, иногда угловатыми формами зерен, редко с сохранением кристаллографических форм. Для всех зерен характерно наличие четко выраженных царапин и борозд волочения. Цирконы из юго-восточной части разреза характеризуются большей угловатостью зерен (фиг. 2, 1—12) вследствие меньшей окатанности.

Верхняя серия, выделяемая по комплексу акцессорных минералов и названная В. Г. Геценом табуевской серией [2], резко отличается по своему составу от тархановской. Нижняя часть разреза складывается глубоко-водным флишем (турбидитовые образования) и терригенно-карбонатными осадками, а верхняя — разнообразными филлитами, кровельными сланцами, с прослоями метапсаммитов различной мощности.

Формационный анализ первично-осадочных толщ показывает, что табуевская серия складывается терригенно-карбонатной и аспидно-молассоидной формациями мощностью 3600 и 2800 м соответственно.

Осадочные породы табуевской серии метаморфизованы в условиях серицит-хлоритовой и биотит-хлоритовой субфаций. Для них установлена циркон-гранатовая ассоциация акцессорных минералов.

Коррелирующими минералами являются циркон, гранат, лейкоксен, амфибол, магнетит. Также широко распространены в разрезах глаукофан, хром-диопсид, омфакит и метеоритные шарики.

Циркон присутствует во всех литологических разностях в различных содержаниях. Максимальные концентрации до сотен граммов на тонну отмечаются в метапсаммитовых горизонтах верхней части разреза. Для цирконов характерна розовая, темно-розовая и ярко-пурпурная окраска. Зерна отличаются высокой степенью окатанности, преобладают округлые и шаровидные формы. Характерным признаком является матовость отдельных зерен как следствие длительной транспортировки (фиг. 2, 13–18).

Таким образом, комплекс акцессорных минералов верхней, табуевской серии отличается от комплекса акцессориев тархановской серии следующим: во-первых, отличным типом руководящего минерала — циркона; во-вторых, гораздо более широким распространением таких детритовых минералов, как гранат, пироксен, магнетит, лейкоксен, и крайне ограниченным содержанием кластогенных — апатита, рутила, ильменита; в-третьих, наличием в комплексе таких минералов, как глаукофан, хром-диопсид, омфакит, метеоритные шарики, и полным отсутствием в терригенных породах дистена, ставролита, пироба, муассонита.

Ниже приводится краткая характеристика некоторых акцессорных минералов.

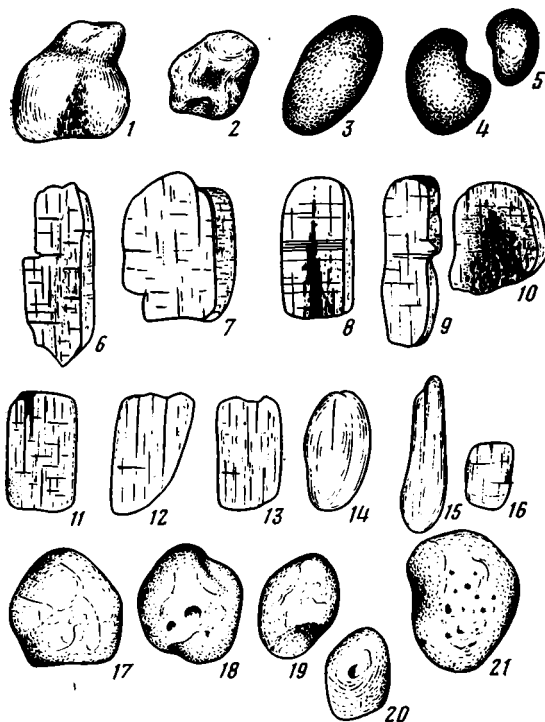
Гранат. В рифейских отложениях хр. Паё широко распространен как аллотигенный, так и аутигенный гранат. Наибольшие концентрации детритовых зерен отмечаются в породах табуевской серии, где его содержание достигает 400 г/т. Выделяются следующие разновидности кластогенного граната: 1) фиолетово-розовые (N 1,800–1,820); 2) желтовато-розовые и буровато-желтые; 3) оранжевые, оранжево-розовые (N 1,800); 4) розовые и светло-розовые (N 1,790–1,810). Зерна граната, как правило, имеют хорошую, иногда идеальную окатанность. Некоторые зерна несут следы интенсивного растворения с характерными фигурами травления, однако хорошая окатанность и присущие всем формам борозды и царапины волочения не оставляют сомнения в их кластической природе (фиг. 3, 17–21).

Терригенный розовый гранат тархановской серии содержит, как правило, включения различных минералов — амфибола, биотита и непрозрачные включения рудных минералов (фиг. 3, 21).

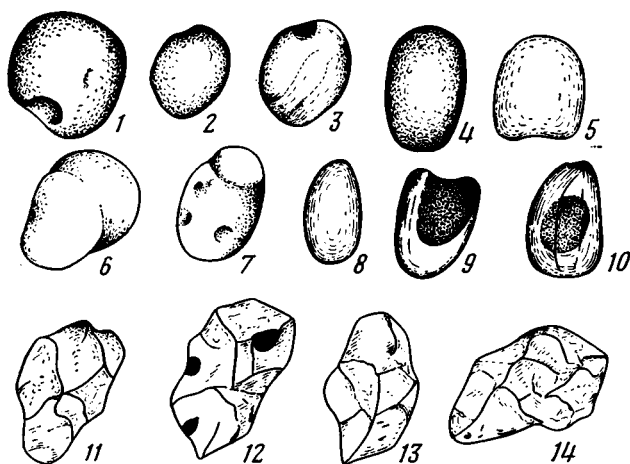
Аутигенный гранат характерен для пород тархановской серии и парагенетически ассоциирует с новообразованными минералами — биотитом, ставролитом и др. Он представлен розово-серыми разностями с хорошо выраженными кристаллографическими формами. Показатель преломления аутигенных гранатов значительно ниже (1,770–1,776), чем у аллотигенных. Отличительными признаками являются также мутность зерен и многочисленные включения биотита, мусковита и кварца.

Состав аутигенного граната по одному химическому анализу, %: SiO_2 38,70; TiO_2 0,99; Al_2O_3 20,43; Fe_2O_3 2,30; FeO 27,90; MnO 1,58; MgO 3,35; CaO 4,20; Σ 99,55.

Дистен. Отмечаются аутигенные и аллотигенные разности. Минерал характерен для пород тархановской серии, относительные содержания в пробах нижних частей разреза достигают 20%. Терригенный дистен обычно бесцветен, некоторые зерна содержат многочисленные включения непрозрачного углеродистого вещества, которое придает дистену сероватый цвет (фиг. 3, 3). Отдельные зерна представлены продолговатыми и призматическими, реже таблитчатыми формами различной степени окатанности. Из-за хорошо выраженной поперечной спайности



Фиг. 3. Акцессорные кластогенные минералы
 1—5 — окатанный терригенный ставролит; 6—7 — плохо окатанный терригенный дистен; 8—10 — то же, с включениями графитистого материала; 11 — окатанный терригенный моноклиальный пироксен; 12—16 — окатанный терригенный амфибол; 17—21 — хорошо окатанный терригенный гранат



Фиг. 4. Аллотигенный и аутигенный апатит
 1—8 — окатанный терригенный апатит; 9—10 — то же, с серыми ядрами;
 11—14 — аутигенный апатит неправильной комковатой формы

некоторые зерна обладают уступообразными формами, поверхности которых в достаточной степени сглажены (фиг. 3, 6—10).

Аутигенный дистен встречается только в юго-восточном блоке, где породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, в парагенезисе с новообразованными минералами. Этот дистен характеризуется хорошо выраженными кристаллографическими формами и характерной

ясной голубой окраской. По всей видимости, часть аутигенного дистена образовалась в результате перекристаллизации кластогенных разностей.

Ставролит. Так же как гранат и дистен, в породах тархановской серии ясно отмечаются две генетические разновидности — аутигенный и аллотигенный ставролит. Относительное содержание кластогенных зерен в пробе тяжелой фракции достигает 10%. Для них характерна оранжевая, желтая, буровато-коричневая окраска. Ставролит встречается в виде округлых, хорошо окатанных разностей. Размер отдельных зерен колеблется от 0,5 до 1,5 мм в поперечнике (фиг. 3, 1—5).

Аутигенный ставролит распространен только в юго-восточной части разреза и отличается угловатостью зерен с характерной желтовато-бурой окраской.

Апатит. Широко распространенный акцессорный минерал тархановской серии. Наибольшие содержания отмечаются в нижних частях среза и в юго-восточном блоке, где апатит в пробе составляет 10—15%. Выделяются два генетических и три морфологических типа данного минерала (фиг. 4, 1—8).

Кластогенный апатит сероватого цвета, хорошо окатанный, для отдельных зерен характерна полированная поверхность. Кластогенный, хорошо окатанный апатит характеризуется призматическим и короткопризматическим обликом с бороздами и царапинами волочения, содержит включения в виде «ядер», придающие ему серый и темно-серый цвет (фиг. 4, 9—10).

Аутигенный апатит, совершенно прозрачный, иногда отдельные зерна содержат включения биотита и амфибола. Морфологически аутигенный апатит представлен комковатыми, угловатыми зернами (фиг. 4, 11—14).

Рутил. Отмечается в породах табуевской и тархановской серий, в последней представлен двумя генетическими типами. В тархановской серии содержание кластогенного рутила в некоторых горизонтах метапесчаников достигает 1 кг/т, что можно рассматривать как убогие метаморфизованные палеороссыпи.

Аллотигенный рутил тархановской серии представлен продолговатыми призматическими зернами черного цвета со сглаженными ребрами, т. е. плохой окатанности. Однако встречаются немногочисленные зерна темно-, буровато- и желтовато-красного рутила, степень окатанности которого значительно выше.

Аутигенный рутил, несомненно, образован большей частью в результате растворения и перекристаллизации кластогенного рутила и Ti-содержащих минералов в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Обычно наблюдается закономерное увеличение содержания аутигенного рутила в тех пробах, где содержание кластогенных зерен также повышено. Как правило, аутигенный рутил встречается в виде шестоватых призматических зерен, коленчатых двойников или бесформенных сростков, что также может указывать на перекристаллизацию терригенного рутила в процессе метаморфизма.

Глаукофан отмечен впервые, характерен для пород табуевской серии. Кластогенные зерна имеют призматическую, короткопризматическую или шестоватую форму со сглаженными, хорошо окатанными краями. В шлифе минерал обладает характерным плеохроизмом: N_g — темно-синий (1,648); N_p — фиолетовый (1,642).

* *
*

Изучение акцессорных кластогенных минералов из верхнепротерозойских метаморфизованных толщ хр. Паё (п-ов Канин) совместно с использованием литолого-петрографических методов позволяет сделать некоторые выводы о стратиграфии и структуре района, о первичной природе метаморфических пород и воссоздать палеографическую обстановку осадконакопления в исследуемом регионе.

1. По комплексам акцессорных минералов четко отбиваются тархановская и табуевская серии: выделение микулкинской стратиграфической единицы по данным минералогических и формационных исследований правомерно только в ранге свиты. Минералогические комплексы четко фиксируют стратиграфическую границу, которая в геологическом аспекте представляет собой границу между терригенной и терригенно-карбонатной формациями, смена которых в разрезе в свою очередь была обусловлена изменением тектонического режима. В то же время закономерное изменение морфологии кластогенных минералов и неповторяемость в разрезе акцессорных комплексов позволяют говорить о преимущественно моноклинальном залегании пород, что полностью подтверждается структурными исследованиями.

2. Проведенное площадное опробование различных литологических типов пород показало присутствие кластогенных минералов во всех петрографических разновидностях разреза. Выделенные ранее [2] метагабброиды и осадочно-вулканогенные образования при детальном петрохимическом, литологическом и минералогическом исследовании оказались типичными осадочными образованиями. Так, «основные ортопороды» на реконструктивных диаграммах А. А. Предовского попадают в поля «перекрытия», но при этом занимают строгую литологическую позицию в разрезе (залегая в кровле циклотемы, связанной градационным переходом с метапсаммитовым основанием) и содержат типичные детритовые цирконы и дистены. Эти данные позволили сделать вывод о крайне ограниченном распространении в докембрийских образованиях хр. Паё вулканогенных пород, что в свою очередь указывает на отсутствие эвгеосинклинального режима в период формирования рифейских толщ в этом районе.

3. Минералогические изучения терригенных акцессориев и литолого-фациальные исследования позволяют провести ретроспективные построения, восстановить условия седиментации в палеобассейне.

Морская трансгрессия, начавшаяся предположительно в бурзанийскую эпоху, распространялась с северо-востока и с востока (об этом свидетельствует самая плохая окатанность аллотигенных минералов в юго-восточном блоке). Снос обломочного материала происходит с юго-запада, что подтверждается широким развитием косослойчатых серий в низах разреза, фиксирующих северо-восточное направление движения терригенного материала, где в области денудации находились кристаллические породы, аналогичные комплексу пород кейвской серии. Так, тесная парагенетическая ассоциация розового граната с дистеном, ставролитом и эгирином, а также парагенезис оранжевого граната с амфиболом и ильменитом свидетельствуют о том, что их источниками служили кристаллические глинозёмистые гранат-ставролитовые и гранат-дистеновые сланцы и гранатосодержащие амфиболиты или метагабброиды. В то же время происходил размыв кимберлитовых пород, что подтверждается присутствием в палеоосадках пиропы и муассонита. На данном этапе трансгрессии отлагались мелководные и субфлишевые осадки, область денудации располагалась на расстоянии не более 100 км, о чем свидетельствует широкое распространение крупных зерен таких малоустойчивых к механической эрозии минералов, как дистен, андалузит, пироксен и др.

Следующий этап трансгрессии юрматинийской эпохи, связанный с тектонической активизацией, обусловил резкое изменение фациальной обстановки и накопление глубоководных турбидитовых и карбонатно-терригенных осадков. В обстановке удаленной береговой линии, в породах терригенно-карбонатной и аспидно-молассоидной формаций отлагались розовые цирконы, гранаты и другие кластогенные минералы, характеризующиеся высокой степенью окатанности. Осадочные толщи формировались за счет размыва древних офиолитов, эколгитовых пород и глаукофановых сланцев, которые поставляли такие терригенные минералы, как хром-диопсид, омфациит, глаукофан и др. Очевидно, в каратавин трансгрессивный режим сменился регрессивным, что обусловило обмеле-

ние палеобассейна и отложение молассоидных толщ, представленных псаммитами, алевролитами, кровельными и углистыми сланцами. Однако можно утверждать, что интенсивных тектонических движений на этом этапе не было, так как комплекс акцессорных минералов не изменился и, следовательно, не изменилось взаимоотношение областей седиментации и денудации. В то же время в слабо метаморфизованных осадочных породах отсутствуют какие-либо текстурные признаки (косая и волнистая слоистость, внутренние перемычки и т. п.), указывающие на активный гидродинамический режим. Все это подчеркивает мелководно-лагунную фациальную обстановку, определившую накопление терригенно-углистых осадков.

4. Комплексы кластогенных акцессорных минералов корректно диагностируются и коррелируются в метаморфических породах всех фаций регионального метаморфизма и, несмотря на частичную регенерацию в амфиболитовой фации даже такого консервативного минерала, как циркон, характеризуются достаточно хорошей сохранностью руководящих форм. Детальные исследования детритовых минералов позволяют решать сложные вопросы геологии докембрия, такие, как стратиграфическое расчленение и корреляция, определение генезиса (принадлежность пород к пара- или орторяду) метаморфических пород, выявление структурных особенностей комплексов, воссоздание первичных условий седиментации и палеотектонической обстановки региона.

Методика площадного минералогического картирования ассоциаций кластогенных минералов совместно с традиционными литолого-фациальными исследованиями может быть рекомендована как эффективная при стратиграфическом расчленении и геологическом картировании докембрийских комплексов.

Литература

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 320 с.
2. Гецен В. Г. Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Л.: Наука, 1975. 140 с.
3. Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 290 с.
4. Негруца Т. Ф., Негруца В. З., Казак А. П. Опыт оценки палеогеографических условий среднепротерозойского седиментогенеза Карелии по данным анализа состава акцессорных минералов//Литология и осадочная геология докембрия. (X Всес. литол. совещ.). М.: Изд-во АН СССР, 1973. С. 150—151.
5. Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н., Ильях В. В. Опыт расчленения метаморфических толщ архея по комплексам акцессорных минералов//Геол. журн. 1978. Т. 38. № 2. С. 32—41.
6. Щербак Н. П., Левковская Н. Ю., Половко Н. И. Кластогенные цирконы и монациты метаморфических пород Украинского щита как критерии их возраста и генезиса//Проблемы геологии докембрия. М.: Недра, 1975. С. 185—189.

Институт геохимии
и физики минералов АН УССР,
Киев

Поступила в редакцию
17.VI.1986

УДК 552.14 : 552.323.5 (243.853)

ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОСНОВНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКЛОЛ В ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДАХ ЧАНЧАРСКОЙ СВИТЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

ИЛЬИНСКАЯ М. Н.

В статье приведены результаты изучения изменений основных вулканических стекол, полученные современными методами инструментальных исследований с применением сканирующего электронного микроскопа («Стереоскан-600») и рентгеноспектрального микроанализатора («Каме-бакс»). Установлены некоторые детали преобразования исходного силикатного расплава, характер его дифференциации и частичной раскристаллизации.

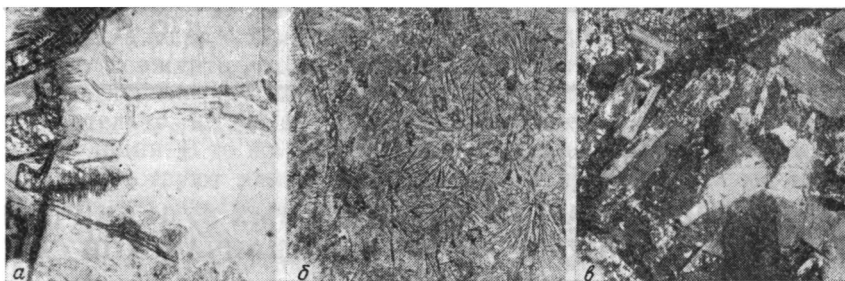
Вопросы вулканической деятельности во всех проявлениях и особенно в связи с ее влиянием на осадочный седименто- и рудогенез в современных морях и океанах привлекают к себе пристальное внимание. Твердые, жидкие и газообразные продукты вулканизма несомненно принимают то или иное участие в процессе седиментогенеза. Особенно важны при этом пограничные связи, когда морская вода, осадочные и вулканогенные компоненты взаимно влияют друг на друга. Трудность уловить и изучить это влияние заключается в том, что оно относится к категории наиболее замаскированных и наименее поддающихся исследованию.

В последние годы заметно возрос интерес к изучению многих деталей строения, состава и распространения вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных пород и осадков, а также продуктов их изменения в образцах, поднятых с океанского дна. Широко развернувшиеся в настоящее время работы на научно-исследовательских судах в Советском Союзе и за рубежом позволили проводить все эти исследования в достаточно широком спектре. Одним из таких направлений является детальное изучение вулканических стекол основного состава. Они в виде разнообразной по гранулометрии гиалокластики широко рассеяны в океанских осадках, смешиваясь с ними в различных пропорциях. Происхождение этой гиалокластики связано с десквамацией изливающегося в холодные придонные воды силикатного расплава при формировании пиллоу-лав и достаточно быстро застывающего (закаливающегося). Гиалокласты обычно заполняют промежутки между отдельными шарами или подушками, а также разносятся подводными течениями на огромные площади, удаленные от мест проявления подводной вулканической деятельности.

Осколки основного вулканического стекла очень неустойчивы и, как правило, быстро изменяются. На начальных стадиях по ним формируются главным образом палагонит, монтмориллонит и смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые образования. Глинистые минералы, развивающиеся по гиалокластитам, соответствуют некоторым эвпелагическим глинам [6].

Подробная информация о палагоните, формирующемся по сидеромелану, дана в статье А. Р. Гептнера [1]. Автор отмечает, что пока еще не существует единого мнения о составе и условиях образования палагонита, но при этом делает очень важный вывод о том, что уточнение его генезиса непосредственно связано с решением ряда важных проблем литологии. Палагонитизация вулканического стекла, происходящая в различных физико-химических условиях, характеризуется выносом из него кремния, кальция, магния, натрия, калия, окислением двухвалентного железа, внедрением в структуру стекла воды [1].

Детальное изучение процессов преобразования вулканического стекла успешно начали проводить в Геологическом институте АН СССР



Фиг. 1. Калиевые трахиандезитобазальты, в различной степени раскристаллизованные а — вулканическое стекло из корки закала с редкими кристаллитами, шлиф, увел. 160, без анализатора; б — вариолит, шлиф, увел. 20, без анализатора; в — полнокристаллическая порода из ядра пиллоу-лавы, шлиф, увел. 20, николи скрещены

А. Г. Коссовская с соавт. [5], И. В. Хворова и Б. И. Воронин [7], Д. И. Кудрявцев [4] и др. Исследования проводятся обычно в сопряженных парах: стекло — палагонит; стекло — цеолит; стекло — гидротальцит; стекло — смектит. Вероятно, выявятся и другие варианты.

Процесс изменения изотропного вулканического стекла в серию анизотропных слоистых слюдистых или цеолитовых и других минералов очень сложный и еще до конца не изученный. Обычно мы видим конечный результат вторичного преобразования, промежуточные же стадии перераспределения пороодообразующих окислов требуют очень тонких исследований.

В лаборатории физических методов исследования осадочных пород Геологического института АН СССР применение растровой электронной микроскопии и микроанализаторов различных систем позволили выявить некоторую специфику преобразований для разных геологических и петрохимических типов базальтов и сопряженных с ними гиадокластитов, обнаруженных как на дне современных океанов, так и для более древних их аналогов, приуроченных к континентам.

Интересные данные были получены при исследовании вулканических стекол из щелочных базальтоидов, приуроченных к чанчарской свите, развитой на западном склоне Южного Урала, в пределах Сакмарской зоны. Здесь В. Г. Кориневским [3], а также Б. П. Золотаревым с соавт. [2] были изучены необычные по составу породы, образующие провинцию щелочных базальтоидов. Биотитовые их разновидности В. Г. Кориневским [3] были выделены в особый тип и названы чанчаритами по названию р. Чанчаг, где они наиболее полно развиты и хорошо обнажены.

Состав калиевых трахиандезитобазальтов, вулканических стекол и кристаллитов, вес. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	50,34	52,76	52,33	54,35	52,63	35,93	44,60	50,63	37,07	62,88	29,51
TiO ₂	0,89	0,68	0,82	0,36	0,79	0,29	1,29	0,96	4,87	0,24	35,30
Al ₂ O ₃	14,53	16,39	16,01	18,95	17,22	13,99	11,75	5,07	16,28	19,59	5,95
FeO	8,81	7,18	6,61	2,57	7,42	21,11	9,86	7,21	17,59	0,45	1,04
MnO	0,11	0,08	0,10	0,07	0,09	0,20	0,15	0,07	0,14	0,03	Нет
MgO	3,21	4,01	4,28	0,40	2,99	15,37	10,49	14,42	13,03	0,07	»
CaO	7,09	4,68	4,43	5,64	6,18	1,28	20,91	21,62	0,14	1,21	25,70
Na ₂ O	2,83	2,27	2,69	0,14	0,01	0,03	0,42	0,31	0,39	1,99	Нет
K ₂ O	1,51	5,48	7,16	1,64	0,48	0,31	0,07	0,07	7,84	10,65	0,07
H ₂ O ⁺	8,42	4,05	2,23	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	1,23	1,10	1,49	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,26	0,49	0,44	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,23	99,17	98,51	84,12	87,81	88,50	99,54	99,90	97,35	97,11	97,57

Примечание. 1—3 — полный силикатный анализ [2]: 1 — вулканическое стекло (4 обр.); 2 — вариолит (8 обр.); 3 — полнокристаллическая порода (26 обр.); 4—11 — результаты, полученные на микроанализаторе: 4 — неизмененное вулканическое стекло; 5 — вулканическое стекло на границе с тонкой трещинкой; 6 — сильно измененное вулканическое стекло в центре трещинки; 7 — роговая обманка; 8 — циркон; 9 — биотит; 10 — ортоклаз; 11 — сфен. Анализы выполнены в ГИН АН СССР.

По химическому составу и набору породообразующих минералов — это калиевые трахиандезитобазальты. По возрасту они относятся к эйфельскому ярусу среднего девона, имеют переменную мощность в пределах 300—700 м. Выходы этих пород прослеживаются в меридиональном направлении на крыльях крупной синклинали, в междуречье Дамбара и Чанчара, на расстоянии 10—15 км при ширине обнаженной части от 1 до 2,5 км. Образование этих пород совпадает с завершением вулканической деятельности в этом районе и с началом периода консолидации складчатых образований.

В правобережных обрывах р. Чанчар можно наблюдать текстурные особенности строения этих пород. Здесь отчетливо видны крупные изометричные подушки, достигающие в поперечнике 6 м, и более мелкие округло-уплощенные их разновидности. Промежутки между ними заполнены гналокластикой, имеющей вид несортированной смеси остроугольных осколков и черепков черного вулканического стекла. Подушки обладают зональным строением. Под стекловатой коркой закала периферической части мощностью 5—15 см прослеживается вариолитовая зона толщиной 40—50 см; по направлению к центру подушечной отдельности возрастает степень кристалличности, а ядро сложено уже полнокристаллической породой (фиг. 1).

Магматический расплав, из которого сформировались калиевые трахиандезитобазальты, претерпел ряд трансформаций к моменту извержения. Он как бы распался на две составляющие части: гидратированную и относительно «сухую». При этом гидратированная часть, содержащая до 8—9% воды, застекловывалась при остывании в изотропную массу, а малообводненная, где содержание воды не превышало 3—3,5%, после извержения раскристаллизовывалась в ряд пород, несхожих по структуре, но близкого химического состава. Родоначальный магматический расплав несомненно был богат щелочами (таблица) и сильно перегрет. Подтверждением этого предположения является то, что он был лишен каких-либо интрателлурических кристаллов, и при подводном излиянии, резко охлаждаясь, он практически сразу же застекловывался. В момент соприкосновения перегретого расплава с холодной водой создавались экстремальные условия, при которых гидратированная порция магмы, быстро застекловываясь, подвергалась десквамации и создавала вокруг закаленного с поверхности шара огромную массу мелких гналокластов.

Как уже было выявлено ранее [2], щелочные трахиандезитобазальты сочетают в себе геохимические особенности примитивных океанических толентовых серий с некоторыми особенностями щелочных базальтовых серий, а их геохимическая специфика отражает процессы глубинной дифференциации ликвационного типа [2].

Подушечные образования, которые как бы плавали в плотной упаковке из гналокластов, представляли собой своеобразные малые, изолированные закрытые системы кристаллизации. Подтверждением такого предположения может служить то, что именно эти подушечные образования в ядре имеют полнокристаллическую структуру, а среди породообразующих минералов присутствуют биотит и роговая обманка, которые являются характерными компонентами интрузивных и субвулканических пород, так как для их формирования необходимо присутствие летучих соединений (см. фиг. 1, в).

Калиевые трахиандезитобазальты привлекают внимание из-за очень высокого содержания суммы щелочей (см. таблицу, колонки 2, 3), составляющей в среднем 10%, при этом на долю калия приходится около 7%. Петрографическое и химическое изучение этих пород проводилось дифференцированно из различных структурных зон изолированной, как бы плавающей в массе гналокластов подушки. Оказалось, что эти зоны различаются не только по степени кристалличности, но и по минеральному и химическому составу. При этом было выявлено, что вулканическое стекло имеет основной состав и соответственно содержит гораздо меньше щелочей, особенно калия, чем более внутренние части раскристаллизованных в различной степени подушек.

Вулканическое стекло из подушечных образований эйфельских калиевых щелочных базальтоидов было детально изучено петрографическим и химико-аналитическим способами [2].

При петрографических исследованиях отчетливо видно, что вулканическое стекло является изотропным, разбито серией тонких трещин, создающих перлитовую структуру (см. фиг. 1, а). Оно содержит в себе редко рассеянные мелкие кристаллиты и микролиты лейкократовых и темноцветных минералов, имеющих вид тонких иголок, собранных в сферолиты или имеющих облик птичьего пера, напоминая структуру спиннефкса.

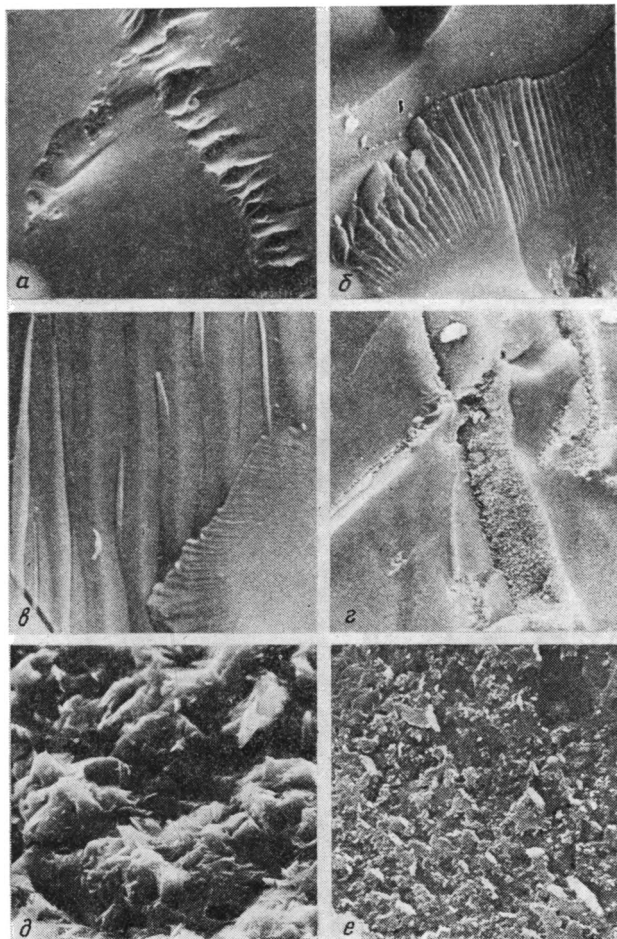
В таблице (колонка 1) приведен средний химический состав вулканического стекла по четырем образцам, причем отбирались наименее измененные разности вулканического стекла с обязательным контрольным шлифом. Однако валовый анализ показал усредненный состав, так как стекло содержало включения лейкократовых и темноцветных кристаллитов, а также продукты вторичного преобразования типа палагонита и смектита, которые заполняли густую сеть мелких трещинок.

При более детальных исследованиях, которые проводились в лаборатории физических методов изучения осадочных пород Геологического института АН СССР с применением сканирующего электронного микроскопа («Стереоскан-600» фирмы «Кэмбридж») и рентгеноспектрального микроанализатора системы Камебакс, были получены характеристики составов неизмененного и в различной степени преобразованного вулканического стекла, а также кристаллитов, заключенных в стекловатой массе (см. таблицу, колонки 4—11).

На поверхности сколов вулканического стекла, наблюдаемых в сканирующем микроскопе с увеличением от 500 до 5000, отчетливо видны различные стадии его изменения. Неизмененное стекло имеет плотную гладкую поверхность с раковистым изломом (фиг. 2, а). Самые начальные изменения выглядят как сильная трещиноватость (см. фиг. 2, б), густо насыщающая стекло. На отдельных участках видны поры и каналы (см. фиг. 2, в), зоны и трещинки разрыхления. При этом необходимо отметить, что преобразование вулканического стекла идет путем частичной раскристаллизации исходного силикатного расплава с выделением мельчайших микролитов и кристаллитов (см. фиг. 1, а) (эвтектика) и за счет привноса — выноса отдельных компонентов по системе многочисленных трещинок и пор с участием как эндогенных легколетучих компонентов, так и разогретой морской воды, которая от соприкосновения с горячим силикатным расплавом становится реакционноспособной. Участки неизмененного стекла и затронутого вторичными преобразованиями типа смектитизации имеют очень резкую границу (см. фиг. 2, г), но иногда можно наблюдать и постепенные их переходы. На сколах вдоль трещин, где вулканическое стекло полностью преобразовано, видны многочисленные чешуйки разнообразной формы (см. фиг. 2, д, е).

С помощью микроанализатора получены качественные и количественные характеристики химического состава вулканического стекла. Количественные определения окислов проведены на трех участках, различающихся степенью измененности: один — в неизмененном вулканическом стекле без трещинок и каких-либо включений; второй — на границе неизмененного вулканического стекла и тонкой трещинки, выполненной продуктами изменения; и третий — в центре наиболее заметной и относительно широкой (~1 мкм) трещинки, где вулканическое стекло полностью преобразовано, вероятно, в смектит. Результаты приведены в таблице (колонки 4—6). Здесь же помещены более ранние определения, сделанные классическим способом полного силикатного анализа и выполненные в химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР (см. таблицу, колонку 1).

Кроме того, с помощью микрозонда был определен количественный состав мелких кристаллитов, небольшая примесь которых содержится в виде включений в вулканическом стекле и при проведении полного валового силикатного анализа несколько влияла на общее количество некоторых окислов. Среди кристаллитов были определены следующие



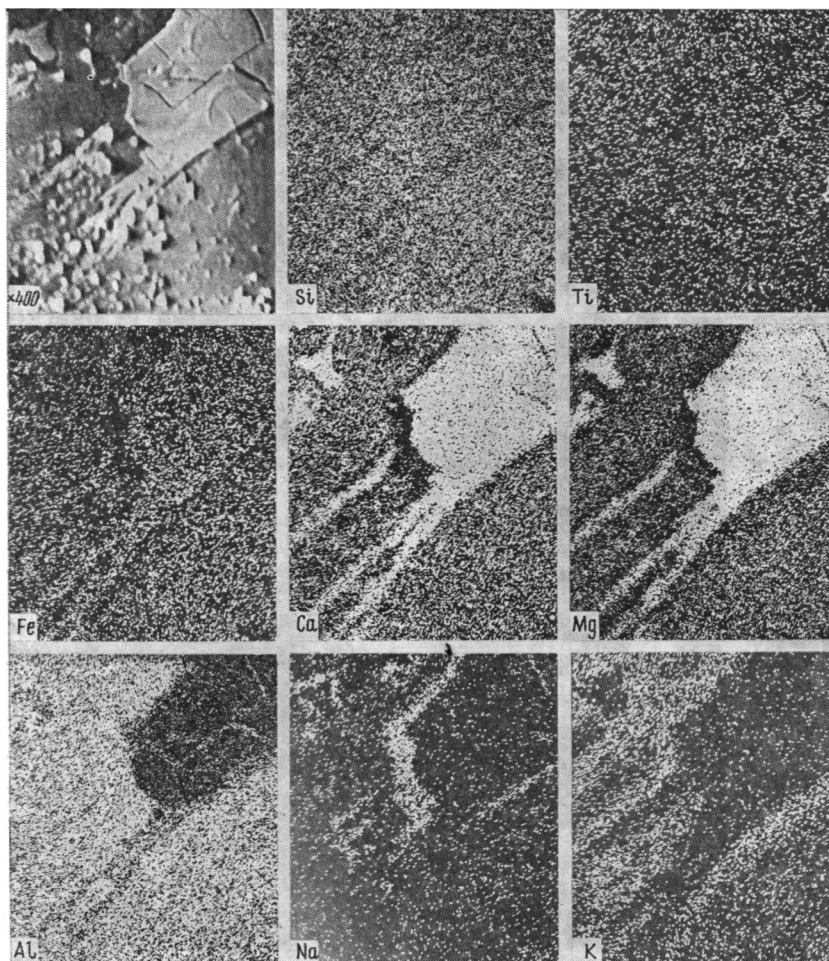
Фиг. 2. Вулканические стекла и вторичные преобразования по ним, снятые с помощью сканирующего электронного микроскопа (съемка проведена Н. Д. Серебренниковой на «Стереоскан-600», фирмы «Кэмбридж»)

a — неизменное, увел. 5000; *б* — трещиноватое с зоной разрыхления (начало смектитизации), увел. 2000; *в* — продольные поры в вулканическом стекле, образовавшиеся после трещиноватости, увел. 2000; *г* — смектитизация, развивающаяся по трещинкам и порам, увел. 1000; *д* — монтмориллонитизация, увел. 5000; *е* — смектитизация вдоль трещинки, увел. 5000

минералы: пироксен, роговая обманка, биотит, ортоклаз и сфен (см. таблицу, колонки 7–11).

Из данных, приведенных в таблице, видно, что по мере преобразования вулканического стекла, выявляется направленность процесса привноса — выноса породообразующих компонентов. Она выразилась в уменьшении содержания или выносе кремнезема, алюминия, кальция, натрия, калия и в увеличении или привносе и частичной остаточной концентрации железа, магния, марганца, а также в поступлении в стекло до 8–10% воды.

С помощью микроанализатора были также получены качественные рентгеноспектральные снимки различных участков вулканического стекла как лишенных каких-либо включений, так и с мелкими кристаллитами темноцветных минералов, ортоклаза и плагиоклаза. Снимки были сделаны в спектрах кремния, алюминия, титана, железа, кальция, магния, натрия, калия. Анализ полученных результатов позволяет проследить поведение перечисленных элементов и их распределение (фиг. 3). Видно, что кремний, титан, отчасти алюминий мало показательны. Они достаточно равномерно распределены по всей исследованной площади. Остальные элементы в соответствии с принадлежностью к тому или ино-



Фиг. 3. Вулканическое стекло, содержащее микролит пироксена, тонко обрастающего игольчатой роговой обманкой. Снято в рентгеновских спектрах некоторых элементов (съемка проведена Г. В. Карповой на рентгеноспектральном микроанализаторе «Камебакс»)

му минералу четко концентрируются в его пределах. Несколько иначе ведут себя калий, натрий. На фиг. 3 отчетливо видно, что натрий и особенно калий концентрируются в тех участках вулканического стекла, которые примыкают непосредственно к кристаллу пироксена. Из законов физики известно, что процесс кристаллизации идет с выделением тепла, поэтому можно предполагать, что этот тонкий пограничный с пироксеном участок вулканического стекла, обогащенный калием и натрием, вслед за кристаллизацией микролитов также вовлекается в процесс упорядочивания или структурирования порообразующих компонентов силикатного расплава, но уже на несколько более низкотемпературной стадии, на уровне вторичных преобразований застеклованного вулканического расплава в слоистые силикаты (сметиты). При этом начинается этот процесс с вовлечения наиболее легкоплавких и легкоподвижных элементов, таких, как натрий и калий, которые одними из первых реагируют на изменение температурных условий. На снимках, сделанных в спектрах натрия и калия, отчетливо видна качественная картина распределения этих элементов.

Следующий шаг в еще более детальном изучении процессов преобразования вулканических стекол может быть сделан с помощью методов просвечивающей электронной микроскопии — подобно работе, которую провели Р. А. Эгглтон и Дж. Н. Боланд [8] при исследовании процессов

выветривания некоторых минералов и превращения их в тальк и смектиты через ряд переходных новообразованных кристаллических фаз, слагающих тончайшие слои 7,9 и 14 Å.

* *
*

В заключение следует подчеркнуть, что методика изучения, разработанная для детальных исследований преобразования вулканических стекол, обнаруженных в современных морских и океанских осадках, вполне применима и для детальных исследований преобразования вулканических стекол из более древних отложений складчатых областей. Такой методический подход дает много полезной информации для прослеживания этапов структурирования аморфного неупорядоченного комплекса компонентов вулканического стекла в анизотропные образования слюдистых, гидрослюдистых, кристаллических агрегатов типа смектитов, цеолитов и, возможно, многих других минералов.

Проведенное исследование позволило сделать следующие выводы:

1) наиболее ранние вторичные преобразования вулканического стекла происходили примерно одновременно с кристаллизацией мелких кристаллитов и микролитов; их удалось отчетливо наблюдать в пограничных участках стекло — микролит, где они проявились в виде палагонитизации и смектитизации;

2) более поздняя стадия преобразования вулканического стекла имеет характер привноса — выноса отдельных элементов по многочисленным трещинкам, создающим перлитовую структуру, где развиваются палагонит и затем смектиты. В результате было установлено, что наиболее сильно подверглись выносу из вулканического стекла кальций, натрий, калий, кремнезем, алюминий, наблюдался привнос воды, а также привнос или увеличение путем остаточной концентрации железа, магния и марганца.

Литература

1. Гептнер А. Р. Палагонит и процесс палагонитизации//Литология и полез. ископаемые. 1977. № 5. С. 113—130.
2. Золотарев Б. П., Ильинская М. Н., Кориневский В. Г. Состав и геохимические особенности калиевой щелочной разновидности трахиандезитобазальтов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 1. С. 136—149.
3. Кориневский В. Г. Калиевые щелочные базальтоиды эйфеля Сакмарской зоны Мугоджар//Ежегодник. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1970. С. 17—23.
4. Кудрявцев Д. И. О преобразовании интерстиционного стекла в эффузивных базальтах Тунгусской синеклизы//Литология и полез. ископаемые. 1979. № 2. С. 139—144.
5. Коссовская А. Г., Петрова В. В., Шутов В. Д. Минеральные ассоциации палагонитизации океанических базальтов и проблемы экстракции рудных компонентов//Литология и полез. ископаемые. 1982. № 4. С. 10—31.
6. Хворова И. В., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. Гиалокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования//Литология и полез. ископаемые. 1974. № 3. С. 130—143.
7. Хворова И. В., Воронин Б. И. К познанию процесса палагонитизации//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 1. С. 143—147.
8. Eggleton R. A., Boland J. N. Weathering of enstatite to talc through a sequence of transitional phases//Clays and Clay Minerals. 1982. V. 30. № 1. P. 11—20.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
1.IV.1986

УДК 552.12 : 552.14

ПРОНИЦАЕМОСТЬ ПЛАСТОВ НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ КАК ОПРЕДЕЛЯЮЩИЙ ФАКТОР ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

ГАЙДАРОВ Г. М.

В статье рассматривается изменение фильтрационной характеристики пласта с возрастанием глубины залегания в отличие от общепринятого рассмотрения изменения проницаемости. Показано, что в отличие от проницаемости, которая монотонно снижается с ростом глубины, фильтрационный параметр в подавляющем большинстве случаев возрастает с глубиной, достигает максимума на некоторой глубине и затем начинает снижаться. Это свидетельствует о более высоких перспективах открытия и разработки промышленных флюидных месторождений на больших глубинах, чем представлялось на основе исследования проницаемости.

Возрастание глубин, осваиваемых с целью поисков и разработки месторождений таких полезных ископаемых, как нефть, газ, различные типы промышленных, минеральных и пресных вод, является неизбежным как в связи с увеличением объемов потребления этих полезных ископаемых при решении народнохозяйственных задач, так и истощением их запасов на меньших глубинах. Другим, сравнительно новым и перспективным направлением, требующим бурения скважин на большие глубины, является развитие геотермальной энергетики и химии гидроминерального сырья [4, 7].

Эти задачи определяют актуальность изучения и оценки изменения фильтрационных характеристик водонасыщенных пластов с возрастанием глубины.

Современные представления об изменении коллекторских и фильтрационных характеристик горных пород с возрастанием глубины основываются на многочисленных теоретических и экспериментальных работах отечественных и зарубежных исследователей [2, 6, 8, 10]. Итоги этих исследований рассматривались на I (1977 г.), II (1978 г.) и III (1983 г.) всесоюзных конференциях, проводимых Межведомственным литологическим комитетом АН СССР и Московским институтом нефтехимической и газовой промышленности им. И. М. Губкина.

Наиболее важным результатом этих исследований является установление закономерного уменьшения пористости и проницаемости горных пород с возрастанием глубины их залегания. Эта закономерность достаточно строго установлена для терригенных коллекторов и менее обоснована для трещиноватых пластов, представленных карбонатными породами [2, 6, 8–10].

Несмотря на существование некоторых отклонений, связанных с зонами выщелачивания, разломами, образованием вторичной трещиноватости и т. д., закономерность снижения проницаемости пластов с увеличением глубины подтверждается анализом огромного фактического материала и в основном признается всеми исследователями. Отсюда естественно вытекает снижение перспектив открытия и эффективной промышленной разработки флюидных месторождений с возрастанием глубины, а также ухудшение условий реализации процессов, связанных с обратной закачкой вод в пласты (поддержание пластовых давлений при разработке нефтяных месторождений, осуществление подземных циркуляционных систем в геотермальном производстве, захоронение промышленных и пластовых вод с целью охраны окружающей среды и т. д.).

Действительно, величина проницаемости горной породы в соответствии с законами фильтрации во многом определяет ценность и значе-

ние месторождений жидких полезных ископаемых. В этом плане учет установленной закономерности снижения проницаемости горных пород в зависимости от глубины представляет собой важный и неотъемлемый этап в разработке методики правильного прогнозирования и оценки перспектив таких месторождений на больших глубинах.

Однако коэффициент проницаемости в соответствии с физическим смыслом, вытекающим из уравнения Дарси, характеризует только способность породы фильтровать через себя жидкость, совершенно не отражая свойств второй равнозначной составляющей процесса фильтрации — самой жидкости. Отсюда следует, что изучение только коллекторских свойств путем исследования отдельно взятого коэффициента проницаемости оказывается односторонним и недостаточным для характеристики фильтрационных процессов и их изменения в зависимости от глубины, так как коэффициент проницаемости не отражает полностью этих процессов, которые являются результатом совместного проявления свойств горной породы и флюида [1, 3].

В то же время именно фильтрационные условия, а не просто коллекторские свойства (взятая отдельно проницаемость), являются показателем активности пластовых систем с точки зрения движения жидкости. Действительно, при одном и том же значении коэффициента проницаемости скорость фильтрации, продуктивность пласта и скважины при прочих равных условиях будет различной в зависимости от вязкости фильтрующейся жидкости. Однако в упомянутых выше работах не изучался характер совместного влияния свойств горных пород (проницаемости) и пластовых жидкостей (вязкости) на фильтрацию в зависимости от глубины залегания природных фильтрационных систем. Учет этого совместного влияния позволяет сформулировать иную закономерность изменения фильтрационных характеристик пластовых систем [1]: для фильтрационной пластовой системы, представленной пористой средой и насыщающим ее флюидом, при соответствующем региональном геотермическом градиенте и прочих равных условиях фильтрационные свойства с глубиной возрастают до некоторой, имеющей единственное значение глубины (названной оптимальной), достигают здесь максимального значения и далее снижаются, причем темп снижения на любой глубине меньше темпа снижения проницаемости. Следовательно, любая природная фильтрационная система при ее пространственном погружении образует на некоторой глубине оптимальный пояс, характеризующийся максимальными фильтрационными условиями.

Сформулированная закономерность вытекает из следующих прочно установленных и общепризнанных положений: 1) проницаемость горных пород, при прочих равных условиях, убывает с глубиной; 2) температура горных пород, при прочих равных условиях, возрастает с глубиной; 3) вязкость флюидов, при прочих равных условиях, снижается с увеличением температуры.

Очевидно, что перечисленные положения в общем случае не связаны с какими-либо конкретными регионами и носят глобальный характер. Следовательно, сформулированная закономерность изменения фильтрационных характеристик пластовых систем с возрастанием глубины также носит глобальный характер. Поскольку установленная закономерность вытекает из перечисленных положений, она обоснована в такой же степени, как и эти положения.

Расчетное обоснование сформулированной закономерности может быть получено путем анализа некоторой функции $\Phi(H)$, характеризующей изменение фильтрационных свойств флюидонасыщенных систем с возрастанием глубины залегания пласта H [1].

В качестве функции $\Phi(H)$ нами рассматривается следующее соотношение, являющееся комплексным коэффициентом в уравнении Дарси и известное из специальной литературы как подвижность:

$$\Phi(H) = K(H)/\mu(H), \quad (1)$$

где $K(H)$ и $\mu(H)$ — соответственно функции изменения величины проницаемости K и вязкости μ в зависимости от глубины H .

Предварительные оценки показывают, что в данном случае вследствие незначительного изменения удельного веса пластовых вод γ в зависимости от глубины (по сравнению с параметром K/μ) нет необходимости рассмотрения более сложной функции — коэффициента фильтрации $k = K\gamma/\mu$.

Функция $K(H)$, как отмечалось выше, является одной из основных величин, описывающих коллекторские свойства пластовых систем [2, 6, 8–10]. Многочисленные лабораторные исследования с имитацией пластовых условий и созданием термобарической обстановки, характерной для больших глубин, позволяют с достаточной уверенностью описать изменение проницаемости K с увеличением глубины залегания пласта. Представление этой зависимости в виде универсальной математической формулы, хотя такая попытка сделана в работе [6], связано с большими трудностями, обусловленными бесчисленным многообразием природных пластовых систем, их литолого-петрографических свойств, неоднородностью, большим числом параметров и аргументов, функцией которых в общем случае является величина проницаемости K . Автор [6] отмечает определенную условность и качественный характер приводимой зависимости, указывая на невозможность ее использования для проведения каких-либо прикладных количественных расчетов. Однако в нашем случае для теоретического обоснования сформулированной закономерности представляет интерес основное свойство функции $K(H)$, которое не вызывает сомнения в силу известных законов уплотнения пород при увеличении горного давления — ее убывающий характер. Это убывание, как показывает анализ физической природы и полученных эмпирических зависимостей функции $K(H)$ [2, 8, 9], для разных регионов и литолого-петрографических комплексов происходит с различной скоростью и по разным конкретным закономерностям.

Функцию $\mu(H)$ для воды можно получить совместным решением уравнений зависимости вязкости от температуры $\mu(T)$ и температуры горных пород от глубины H . Эти уравнения, как известно, являются эмпирическими и основываются на результатах лабораторных и скважинных измерений.

Полученная таким образом функция $\mu(H)$ также является убывающей функцией, причем скорость ее убывания снижается с увеличением температуры и глубины. Для пресной воды функция $\mu(H)$ однозначна, но с увеличением минерализации воды характер кривых функций $\mu(T)$ и $\mu(H)$ несколько изменяется, смещаясь в сторону увеличения вязкости.

Указанные выше свойства функций $K(H)$ и $\mu(H)$ определяют свойства сложной функции $\Phi(H)$ для водонасыщенных систем, а именно [1]:

1) высокая скорость изменения функции $\mu(H)$ в начальном интервале изменения глубины (в диапазоне сравнительно низких значений температуры), свойственная пластовым флюидам, как правило, обуславливает возрастание функции $\Phi(H)$ в этом интервале;

2) снижение скорости изменения функции $\mu(H)$ на больших глубинах (в диапазоне сравнительно высоких температур) при сохранении существенных темпов уменьшения функции $K(H)$, обуславливает убывание функции $\Phi(H)$ на этих глубинах;

3) переход непрерывной функции $\Phi(H)$ от возрастания в начальном интервале к убыванию в конечном интервале означает наличие максимума этой функции в точке перехода на некоторой оптимальной глубине $H_{\text{опт}}$.

Математическая запись этих условий, позволяющая получить в дальнейшем количественные соотношения, очевидно, представляется в следующем виде.

1. Условие возрастания функции $\Phi(H)$ в интервале $H < H_{\text{опт}}$

$$\frac{\partial}{\partial H} \Phi(H) > 0, \text{ или } \mu(H) \frac{\partial}{\partial H} K(H) - K(H) \frac{\partial}{\partial H} \mu(H) > 0. \quad (2)$$

2. Условие убывания функции $\Phi(H)$ в интервале $H > H_{\text{опт}}$

$$\frac{\partial}{\partial H} \Phi(H) < 0, \text{ или } \mu(H) \frac{\partial}{\partial H} K(H) - K(H) \frac{\partial}{\partial H} \mu(H) < 0. \quad (3)$$

3. Условие максимума функции $\Phi(H)$ на глубине $H = H_{\text{опт}}$ и определения $H_{\text{опт}}$

$$\frac{\partial}{\partial H} \Phi(H) = 0, \text{ или } \mu(H) \frac{\partial}{\partial H} K(H) - K(H) \frac{\partial}{\partial H} \mu(H) = 0. \quad (4)$$

При рассмотрении фильтрации подземных вод влияние минерализации и растворенного газа на вязкость не учитывалось, поскольку это влияние мало по сравнению с влиянием температуры. При необходимости оно может быть учтено путем использования результатов лабораторных исследований.

Учитывая зависимость глубинной температуры от геотермического градиента Γ и температуры нейтрального слоя T_0 и принимая их значения для рассматриваемого региона постоянными, можно получить однозначную зависимость функции $\mu(H)$.

В первом приближении примем линейный закон зависимости температуры от глубины $T(H) = T_0 + \Gamma H$ (при наличии данных могут быть использованы также и нелинейные формы зависимости) и следующую зависимость вязкости воды от температуры [4, 5]:

$$\mu(T) = \frac{1744 - 1,8T}{759 + 47,7T}. \quad (5)$$

Получим

$$\mu(T) = \frac{1744 - 1,8(T_0 + \Gamma H)}{759 + 47,7(T_0 + \Gamma H)}. \quad (6)$$

Функция $K(H)$, как отмечалось, может быть получена путем натуральных лабораторных измерений проницаемости образцов горных пород, отобранных на разных глубинах по одному и тому же стратиграфическому комплексу, в данном регионе. Опыт построения кривых функций $K(H)$ по результатам таких измерений [2, 6, 8, 9] указывает на большое разнообразие этих зависимостей, которые достаточно хорошо могут быть аппроксимированы полиномами первой и второй степени, показательной функцией и т. д.

Так, например, при аппроксимации зависимости $K(H)$ полиномом первой степени имеем

$$K(H) = a - bH, \quad (7)$$

где a и b — региональные коэффициенты.

Решая уравнение (4) для $H_{\text{опт}}$, в данном случае (линейной зависимости K от H) имеем

$$H_{\text{опт}} = \frac{969 - T_0}{\Gamma} - 31,4 \sqrt{\frac{1}{\Gamma} \left(\frac{969 - T_0}{\Gamma} - \frac{a}{b} \right)}. \quad (8)$$

Функцию $K(H)$ можно аппроксимировать показательной функцией. Тогда

$$K(H) = \exp(c - mH), \quad (9)$$

$$\Phi(H) = \frac{759 + 47,7(T_0 + \Gamma H)}{1744 - 1,8(T_0 + \Gamma H)} \exp(c - mH), \quad (10)$$

где c и m — региональные коэффициенты.

Записывая (4) для аппроксимации (9) и решая относительно H , получим уравнение для определения $H_{\text{опт}}$ в данном случае:

$$H_{\text{опт}} = \frac{492,4 - T_0}{\Gamma} - 5,64 \sqrt{\frac{1}{\Gamma} \left(-\frac{8109 - T_0}{\Gamma} - \frac{31}{m} \right)}. \quad (11)$$

Аналогично могут быть получены формулы для определения $H_{\text{опт}}$ при любом другом задании функции $K(H)$. В тех случаях, когда урав-

Таблица 1

Коллекторские свойства	Геотермический градиент Γ , °С/км		
	25	30	40
Высокие	0,88 1260	1,07 1390	1,32 1690
Средние	0,98 409	1,17 455	1,43 555
Низкие	1,17 107	1,36 120	1,64 148

Примечание. В этой и следующей таблице первое значение $H_{\text{опт}}$, второе — $\Phi_{\text{макс}}$.

Таблица 2

Коллекторские свойства	Геотермический градиент Γ , °С/км		
	25	30	40
Высокие	4,89 5708	5,07 6859	5,39 9440
Средние	2,36 1217	2,47 1407	2,63 1810
Низкие	4,35 511,7	4,52 610,7	4,79 829,8

Таблица 3

H, км	Урало-Поволжский регион				Апшеронский регион			
	K/H	$\frac{K(H)}{K(0,1)}$	$\Phi(H)$	$\frac{\Phi(H)}{\Phi(0,1)}$	K(H)	$\frac{K(H)}{K(0,1)}$	$\Phi(H)$	$\frac{\Phi(H)}{\Phi(0,1)}$
0,1	2366	1,0	1825	1,0	450	1,0	360	1,00
0,3	—	—	—	—	406	0,902	395	1,09
0,5	2270	0,959	2536	1,39	366	0,813	421	1,17
0,8	—	—	—	—	314	0,70	444	1,23
1,0	2150	0,908	3365	1,84	283	0,63	451	1,25
1,2	—	—	—	—	256	0,57	455	1,27
1,4	—	—	—	—	231	0,513	453	1,26
2,0	1910	0,807	4775	2,62	170	0,38	430	1,19
3,0	1670	0,705	5840	3,20	102	0,23	359	1,0
4,0	1430	0,604	6530	3,58	61	0,13	280	0,78
5,0	1190	0,503	6800	3,72	31	0,08	210	0,58
7,0	710	0,30	5916	3,24	13	0,029	109	0,302

нение (4) не решается относительно H в явном виде, решение может быть получено на ЭВМ, графическим путем и т. д.

Из приведенного анализа следует, что диапазон выше оптимальной глубины ($H < H_{\text{опт}}$) характеризуется повышением фильтрационных свойств с ростом глубины и наоборот — ниже оптимальной глубины ($H > H_{\text{опт}}$) происходит монотонное снижение фильтрационных свойств.

Рассмотрим теперь примеры приложения выдвинутых выше положений об оптимальных глубинах и поясах максимальных фильтрационных свойств к конкретным регионам и литолого-стратиграфическим комплексам.

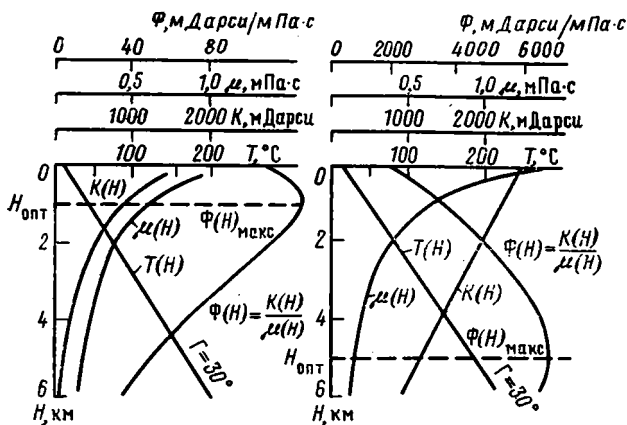
Согласно [2], зависимость проницаемости миоценовых отложений Апшеронского полуострова от глубины их залегания, т. е. функцию $K(H)$, можно аппроксимировать экспериментальной зависимостью (9) со следующими параметрами: а) в зоне с высокими коллекторскими свойствами пород $c=7,313$, $m=0,54$; б) в зоне со средними коллекторскими свойствами пород $c=6,16$, $m=0,513$; в) в зоне со сравнительно низкими коллекторскими свойствами пород $c=4,77$, $m=0,47$.

Принимая величину T_0 , равной 10°C , линейный закон изменения температуры в зависимости от глубины $T=T_0+\Gamma H$ и рассматривая случаи для Γ , равного 25; 30 и 40°C/км , по формуле (11) можно вычислить значения $H_{\text{опт}}$ для всех перечисленных условий.

Результаты вычислений $H_{\text{опт}}$ и $\Phi_{\text{макс}}(H)$ приведены в табл. 1.

На фиг. 1, а приведены сводные графики изменения функций $T(H)$, $K(H)$, $\mu(H)$ и $\Phi(H)$ в зависимости от глубины залегания пласта для этого региона.

В качестве примера линейной зависимости проницаемости пласта от глубины залегания воспользуемся результатами исследования $K(H)$, полученными Н. В. Смирновой и В. П. Якушевым [9] для условий Урало-Поволжского региона. В соответствии с этими исследованиями авто-



Фиг. 1. Изменение проницаемости K , температуры T , вязкости μ и фильтрационной характеристики Φ водонасыщенных пластов в зависимости от глубины H для условий Апшеронского (а) и Урало-Поволжского (б) регионов

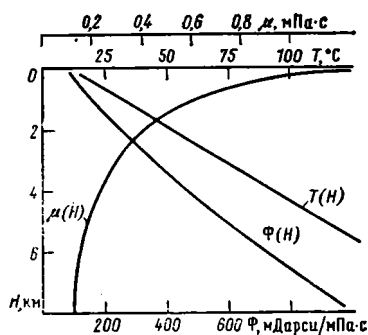
рами получены графические зависимости, хорошо аппроксимирующиеся формулой (7) со следующими параметрами: а) в зоне с высокими коллекторскими свойствами пород $a=2390$, $b=240$; б) в зоне со средними коллекторскими свойствами пород $a=852,6$, $b=155$; в) в зоне со сравнительно низкими коллекторскими свойствами пород $a=235$, $b=26$.

Значения $H_{\text{опт}}$ и $\Phi_{\text{макс}}$, рассчитанные по (8) для тех же значений Γ и T_0 , что и в случае Апшеронского региона, приводятся в табл. 2.

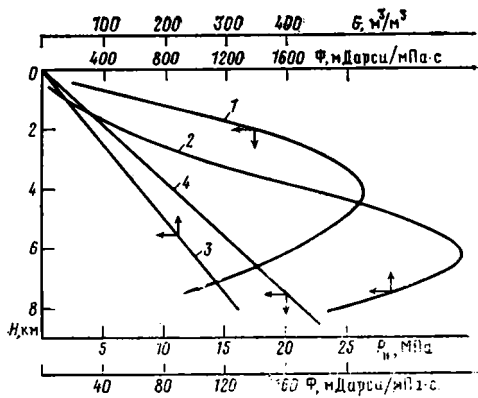
Сводные графики изменения значений $T(H)$, $K(H)$, $\mu(H)$ и $\Phi(H)$ в зависимости от глубины для этого региона приведены на фиг. 1, б.

В табл. 3 даны результаты расчета изменения $K(H)$ и $\Phi(H)$ по отношению к значениям этих параметров на глубине 100 м (где с достаточно большим запасом точности температура пород и пластовых вод не подвергается сезонным колебаниям), т. е. значения $K(H)/K(0, 1)$ и $\Phi(H)/\Phi(0, 1)$ для обоих рассматриваемых регионов.

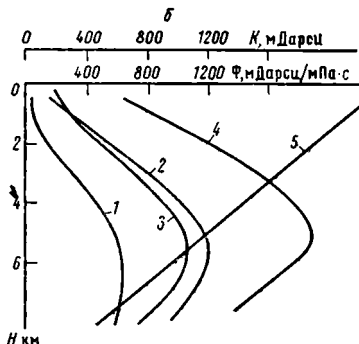
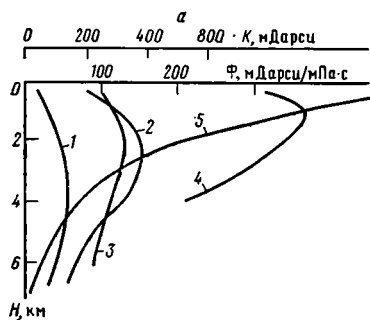
Из анализа таблиц и графиков вытекает ряд важных положений, подтверждающих сформулированные выше закономерности изменения фильтрационных характеристик водонасыщенных пластов в зависимости от глубины. Как показывают построенные на основе фактического материала графики (см. фиг. 1), фильтрационные характеристики водонасыщенных систем Φ повышаются с увеличением глубины залегания пластов (в то время как проницаемость K монотонно снижается), достигают на некоторой глубине максимального значения и затем начинают снижаться. Глубина, на которой фильтрационный параметр Φ достигает максимального значения, зависит от характера функции $K(H)$, геотермического градиента рассматриваемого региона Γ и (незначительно) от температуры нейтрального слоя. В зависимости от этих величин $H_{\text{опт}}$ может изменяться в достаточно широком диапазоне. Так, например, в одном из приведенных примеров (Апшеронский регион) значение $H_{\text{опт}}$ изменяется в пределах 1–1,5 км, а в другом регионе (Урало-Поволжский регион) — 4–5 км. Это означает, что фильтрационный параметр Φ в последнем случае монотонно возрастает в интервале изменения глубины $H=0$ –5 км. В свою очередь, в соответствии с законом Дарси, в этом же диапазоне синхронно возрастают прогнозируемые значения эксплуатационных ресурсов и в целом перспективы освоения всех типов подземных вод, встречающихся в гидрогеологических комплексах этих регионов при прочих равных условиях. В рассматриваемом регионе извлекаемые промышленные запасы подземных вод, определяемые в конечном итоге, как суммарный дебит скважин [7], возрастают почти пропорционально росту параметра $\Phi(H)$ (см. табл. 3), который в данном случае увеличивается с 1825 на глубине 0,1 км до 6800 на глубине 5 км.



Фиг. 2



Фиг. 4



Фиг. 3

Фиг. 2. Изменение фильтрационного параметра Φ для случая $K = \text{const} = 0,1 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$

Фиг. 3. Зависимость коллекторских и фильтрационных свойств нефтенасыщенных систем от глубины для условий Апшеронского (а) и Урало-Поволжского (б) регионов

1, 2 — $\mu_0 = 500 \text{ мПа} \cdot \text{с}$ (1 — при $G = 50 \text{ м}^3/\text{м}^3$, 2 — при $G = 150 \text{ м}^3/\text{м}^3$); 3, 4 — $\mu_0 = 50 \text{ мПа} \cdot \text{с}$ (3 — при $G = 50 \text{ м}^3/\text{м}^3$, 4 — при $G = 150 \text{ м}^3/\text{м}^3$); 5 — функция $K(H)$

Фиг. 4. Зависимость коллекторских и фильтрационных свойств нефтенасыщенных систем от глубины в случае $G(H) = 40H \neq \text{const}$ для условий Апшеронского и Урало-Поволжского регионов

1, 2 — функции $\Phi(H)$ соответственно для условий Апшеронского и Урало-Поволжского регионов; 3 — функция $G(H)$; 4 — функция $P(H)$

Таким образом, при применении для прогнозирования промышленных ресурсов подземных вод закономерности изменения фильтрационных характеристик в зависимости от глубины эти ресурсы возрастают в рассматриваемом регионе в (6800 : 1825) 3,7 раза, в то время как при использовании для этой же цели закономерности снижения проницаемости от глубины они уменьшаются в (2366 : 1190) ~ 2 раза.

Для Апшеронского региона, где зависимость проницаемости от глубины имеет другую форму, аналогичные соотношения составляют (см. табл. 3): увеличение параметра $\Phi(H)$ на оптимальной глубине по сравнению с его значением на глубине 0,1 км — 1,27, а снижение проницаемости в этом же диапазоне — 0,57.

Из приведенных таблиц и графиков также следует, что фильтрационный параметр Φ на протяжении многих километров превышает его значение, соответствующее глубине 0,1 км. Так, для случая Апшеронского региона он выше своего значения, чем на глубине 0,1 км, на протяжении от 0,1 до 3 км. Для Урало-Поволжского региона интервал, где значение Φ остается больше своего значения на глубине 0,1 км, равен 9,7 км. Значения же проницаемости на протяжении приведенных интер-

валов в обоих примерах, снижаются с увеличением глубины и остаются меньше, чем ее значение при $H=0,1$ км.

Представляет интерес новая точка зрения некоторых исследователей, согласно которой коллекторские свойства (очевидно, в том числе и проницаемость) в определенном регионе несущественно зависят от глубины погружения пластов [10].

В этом случае имеем $K(H)=K=\text{const}$ и значение фильтрационного параметра Φ будет являться функцией только изменения вязкости с глубиной, т. е.

$$\Phi(H) = \frac{K}{\mu(H)}, \quad (12)$$

что означает монотонный рост фильтрационных свойств пласта в зависимости от глубины на всем интервале от нуля до любого значения H . Результаты расчета фильтрационной характеристики водонасыщенного пласта в зависимости от глубины для этого случая $K=\text{const}=0,1 \cdot 10^{-12}$ м² приведены в табл. 4 и на фиг. 2.

Здесь же даются графики изменения температуры и вязкости воды с глубиной. Приведенные результаты рассмотренного примера показывают, что фильтрационные характеристики водонасыщенного пласта возрастают, несмотря на постоянство проницаемости с глубиной, пропорционально величине $1/\mu(H)$ и на больших глубинах могут достигать значений, во много раз превышающих значения Φ вблизи от дневной поверхности.

В случае анализа изменения фильтрационных свойств нефтенасыщенных пород от глубины необходимо учитывать дискретный и случайный характер расположения нефтяных залежей как в плане, так и по глубине. Помимо этого исследование вопроса в значительной степени осложняется большим типовым разнообразием нефтей, и в частности характера зависимости их вязкости от температуры. Строго говоря, для каждого типа нефти существует своя функция зависимости вязкости от температуры $\mu(T)$ и от глубины $\mu(H)$.

С целью исследования закономерностей изменения фильтрационных параметров системы нефть — порода в зависимости от глубины рассмотрим четыре типа нефтей, отличающихся друг от друга значением вязкости, количеством растворенного газа и характером изменения вязкости при повышении температуры. Принимаем, что значения вязкости этих нефтей в дегазированном состоянии равны соответственно 500 и 50 мПа·с, а газовый фактор каждого из них в одном случае равен 50, в другом 150 м³/м³.

Пользуясь известными методиками [5] и термобарическими характеристиками конкретного региона, можно рассчитать значения вязкости этих нефтей на различных глубинах аналогично случаю водонасыщенных пластов ($\Gamma=30^\circ\text{C}/\text{км}$). Расчет вязкости при температуре пласта производился по формуле

$$\lg \mu(T) = \frac{\lg \mu(T_0)}{1 + a(T - T_0) \lg \mu(T_0)} - \lg c, \quad (13)$$

где $\mu(T)$ — вязкость нефти при температуре T , мПа·с; $\mu(T_0)$ — известное значение вязкости нефти при температуре T_0 (как правило, при стандартной температуре анализа дегазированной нефти), мПа·с; T — температура, при которой рассчитывается вязкость нефти (в нашем случае определяется выражением $T_0 + \Gamma H$), $^\circ\text{C}$; a , c — постоянные коэффициенты, значения которых зависят от вязкости нефти и принимаются в соответствии с условиями, данными в работе [5]. Определение значения вязкости нефти в пластовых условиях $\mu_{пл}$ с учетом количества растворенного газа, давления насыщения и пластового давления также проведено по этой методике. При этом принято, что пластовое давление равно гидростатическому, а давление насыщения соответствует 10 МПа (учитывая меньшее влияние давления насыщения на $\mu_{пл}$ и в целях сокращения расчетных вариантов, принято одно значение давления на-

Параметры	Глубина H , км						
	0,1	0,5	1	2	4	6	8
T °C	13	25	40	70	100	130	160
μ (H)	1,25	0,87	0,63	39	0,32	0,14	0,102
Φ (H)	80,2	115	159	253	461	700	980

Таблица 5

H , км	$\mu_0 = 500$ МПа·с		$\mu_0 = 50$ МПа·с	
	$G = 50$ м³/м³	$G = 150$ м³/м³	$G = 50$ м³/м³	$G = 150$ м³/м³
0,5	59,0	12,4	11,1	3,44
1	31,7	7,2	7,4	2,40
2	11,6	3,4	3,85	1,51
3	5,2	2,0	2,40	1,05
4	3,0	1,32	1,53	0,8
5	2,01	1,05	1,0	0,61
6	1,47	0,73	0,92	0,546
7	1,13	0,64	0,76	0,475

Таблица 6

H , км	G (H), м³/м³	P_n , МПа	$\mu_{пл}$, МПа·с
0,5	20	1,5	41,3
1,0	40	3,0	14,48
2,0	80	6,0	3,57
3,0	120	9,0	1,56
4,0	160	12,0	0,824
5,0	200	15,0	0,515
6,0	240	18,0	0,350
7,0	280	21,0	0,290
8,0	320	24,0	0,243
9,0	360	27,0	0,209

сыщения). Результаты расчета $\mu_{пл}$ рассматриваемых четырех типов нефтей в зависимости от глубины залегания пласта, т. е. значений функций $\mu(H)$, приведены в табл. 5.

Рассмотренный пример, в котором значение газового фактора и давления насыщения P_n не зависят от глубины расположения нефтяной залежи и являются постоянными величинами, строго говоря, представляется недостаточно корректным. Несмотря на отсутствие достаточно необходимых данных, позволяющих однозначно оценить зависимость количества растворенного газа и давления насыщения от глубины расположения залежи, существующие опыт и практика разработки нефтяных месторождений показывают, что газовый фактор и давление насыщения при увеличении этой глубины в целом возрастают. Основываясь на этом, целесообразно рассмотреть еще один пример, в котором приняты следующие зависимости газового фактора и давления насыщения нефти от глубины: $G(H) = 40H$, $P_n(H) = 3H$.

Эти зависимости удовлетворительно согласуются с фактическим материалом по величинам газовых факторов нефтяных месторождений. В этом примере вязкость дегазированной нефти μ_0 принята равной 100 МПа·с. Результаты расчетов $\mu_{пл}$ в зависимости от глубины для этого случая, полученные на основе той же методики [5], при прочих условиях, соответствующих предыдущему примеру, приведены в табл. 6.

На основе функций $K(H)$ и данных табл. 5, 6 для условий Апшеронского и Урало-Поволжского регионов рассчитаны значения фильтра-

ционного параметра системы нефть — порода в зависимости от глубины расположения нефтяной залежи (т. е. параметра $\Phi(H)$). По результатам этих расчетов построены сводные графики (фиг. 3). При этом рассмотрен только случай «а» функций $K(H)$.

Полученные графики и форма кривых свидетельствуют о том, что закономерность, установленная для водонасыщенных пластов, сохраняется также и для случая нефтяных залежей, расположенных на различных глубинах. Однако, как отмечалось выше, каждый тип нефти имеет свою функцию $\Phi(H)$. Здесь также четко наблюдается монотонное повышение фильтрационной характеристики Φ до некоторого значения $\Phi_{\text{макс}}$, соответствующего $H=H_{\text{опт}}$ (несмотря на снижение проницаемости на всем этом интервале), и последующее снижение этой характеристики.

Положение пояса максимальных фильтрационных свойств помимо $K(H)$ и $\mu(H)$ зависит от величины газового фактора G и его изменения с глубиной. Существенную роль в случае нефтенасыщенных пород играет также пластовое давление, тип нефти (вязкость в дегазированном состоянии) и незначительно — давление насыщения. В зависимости от этих величин $H_{\text{опт}}$ может изменяться в достаточно широком диапазоне.

В одном из приведенных примеров (Апшеронский регион) значения $H_{\text{опт}}$ в случае маловязких нефтей изменяются в пределах 1–2 км. Для высоковязких нефтей в этом же регионе зона максимальных фильтрационных свойств соответствует глубине 3–4 км. Для нефти с вязкостью 100 мПа·с (в дегазированном состоянии) в случае учета изменения газового фактора с глубиной величина $H_{\text{опт}}$ для Апшеронского региона равна 4 км.

Нефтенасыщенные пласты Урало-Поволжского региона характеризуются значением $H_{\text{опт}}$, равным 4–5 км, а для высоковязких нефтей оно достигает 6,5 км. На такой же глубине располагается пояс максимальных фильтрационных свойств и в случае учета зависимости газового фактора нефти от глубины.

Следовательно, в этих интервалах (в диапазоне от нуля до $H_{\text{опт}}$) происходит возрастание фильтрационного параметра Φ , в соответствии с которым увеличиваются продуктивность пластов, дебиты нефтяных скважин, экономические показатели разработки. Снижение же всех этих показателей (см. фиг. 3) начинается только с глубины $H_{\text{опт}}$, а снижение по отношению к их значениям вблизи дневной поверхности — еще с значительно больших глубин.

Таким образом, графики, построенные на фактическом материале, полностью подтверждают сформулированные выше положения о том, что фильтрационные свойства пластовых систем (в отличие от проницаемости) остаются выше их значений вблизи дневной поверхности на протяжении многих километров.

Важный практический и теоретический интерес представляет степень увеличения параметра Φ в зоне максимальных фильтрационных свойств. Анализ полученных графиков показывает, что степень этого увеличения по отношению к значениям Φ вблизи дневной поверхности разная в зависимости от региональных геологических условий, характеристик флюида и количества газа, растворенного в жидкости.

Для нефтяных залежей (в условиях Апшеронского региона) при $\mu_0=500$ мПа·с в зависимости от количества растворенного газа и коллекторских свойств пород величина $\Phi(H_{\text{опт}})/\Phi(0,5)$ изменяется в пределах 1,2–2,8. Рассмотрение фильтрационной характеристики нефтяной залежи при $H=0,1$ представляется некорректным.

Исследование графиков $\Phi(H)$, соответствующих Урало-Поволжскому региону, свидетельствует о том, что степень возрастания фильтрационной характеристики в этом случае существенно больше, чем в Апшеронском регионе. Для случая $\mu_0=500$ мПа·с величина $\Phi(H_{\text{опт}})/\Phi(0,5)$ составляет 12–15 (при $G=50$ мПа·с) и ~ 6 (при $G=150$ м³/м³),

Таблица 7

H, км	Апшеронский регион		Урало-Поволжский регион	
	$\Phi(H)$	C_Φ	$\Phi(H)$	C_Φ
0,1	360	0,766	1825	0,268
0,5	421	0,896	1536	0,373
1	451	0,959	3365	0,495
2	430	0,915	4775	0,702
3	359	0,764	5840	0,859
4	280	0,596	6530	0,960
5	210	0,447	6800	1,00
6	152	0,323	6643	0,977
7	103	0,232	5916	0,870

а для $\mu_0=50$ мПа·с соответственно 5,5–6 (при $G=50$ м³/м³) и ~2,7 (при $G=150$ м³/м³).

В случае более реалистичной постановки задачи, когда $G \neq \text{const}$, а изменяется по линейному закону в зависимости от глубины, наблюдается наибольшая степень увеличения Φ в зоне максимальных фильтрационных характеристик (фиг. 4). Для этого примера применительно к условиям Апшеронского региона величина $\Phi(H_{\text{опт}})/\Phi(0,5)$ равна ~7, а в условиях Урало-Поволжья достигает ~50. Таким образом, на глубине 6 км фильтрационные характеристики для рассматриваемого типа нефтей в условиях Урало-Поволжского региона в 50 раз выше, чем на глубине 0,5 км (в то время как проницаемость на глубине 6 км в 2,3 раза ниже, чем на глубине 0,5 км).

Из дискретного и случайного характера размещения нефтяных залежей в геологическом пространстве и пластах-коллекторах, а также типового разнообразия нефтей, отмеченного выше, следует, что степень соответствия реальных координат таких залежей положению расчетного значения оптимального пояса фильтрации, который может быть определен по известным функциям $K(H)$ и $\mu(H)$ для данной пары «нефть — коллектор», оказывается случайным явлением и не может регулироваться и четко соблюдаться в природных условиях.

Таким образом, нефтяные залежи в осадочной толще располагаются случайным образом по глубине и простиранию, по отношению к соответствующему им условному поясу максимальной фильтрации. Некоторые из них случайно могут оказаться вблизи или даже в зоне этих поясов, некоторые на значительном удалении. В первом случае залежи по своим фильтрационным свойствам находятся в наиболее благоприятных природных геологических условиях, которые вообще могут существовать для данной пары «нефть — коллектор», во втором случае залежи находятся в менее благоприятных или вовсе неблагоприятных условиях с точки зрения фильтрационных свойств, а следовательно, продуктивности скважин и промышленной разработки месторождений.

Представляет интерес количественная оценка природных пластовых систем и залежей с точки зрения их близости или удаленности от пояса максимальных условий фильтрации. Для такой оценки может быть введен специальный коэффициент, характеризующий отношение фильтрационных условий на глубине расположения пласта для залежи к максимальным условиям данной пары «флюид — порода». Этот коэффициент C_Φ , названный коэффициентом условного смещения фильтрационной системы, равен

$$C_\Phi = \frac{\Phi(H)}{\Phi_{\text{макс}}(H)} = \frac{K\mu(H_{\text{опт}})}{\mu K(H_{\text{опт}})}, \quad (14)$$

где K и μ — проницаемость породы и вязкость флюида в пласте или залежи, для которой рассчитывается C_Φ . Коэффициент C_Φ может быть определен для конкретного пласта или нефтяной залежи, если извест-

ны закономерности $K(H)$ и $\mu(H)$ (последняя почти всегда известна для водонасыщенных пластов), на основе которых находятся значения $H_{\text{опт}}$ и $\Phi_{\text{макс}}$. Значения же K , μ или в целом Φ для конкретного пласта или залежи, вскрытой бурением и осваиваемой с целью разработки, всегда известны в результате проведенных гидродинамических исследований скважин с отбором глубинных проб нефти. Теоретически коэффициент C_Φ изменяется в пределах 0—1.

Для водонасыщенных пластов и нефтяных залежей коэффициент C_Φ может быть найден, если известна закономерность изменения проницаемости $K(H)$, по которой определяются значения $H_{\text{опт}}$ и $\Phi_{\text{макс}}$, входящие в формулу (14). Закономерность же изменения вязкости с глубиной $\mu(H)$ для водонасыщенных пластов, как было отмечено, определяется однозначно и при известном геотермическом градиенте Γ она может быть найдена, в частности, с помощью формул (5) и (6).

Значения коэффициента C_Φ на различных глубинах в условиях Апшеронского и Урало-Поволжского регионов, рассчитанные по формуле (14) для случая водонасыщенных пластов, приведены в табл. 7.

В случае нефтяной залежи закономерность $\mu(H)$ может быть получена расчетным путем по известным значениям вязкости нефти при двух разных температурах, получаемых на основе данных лабораторного анализа [5].

Следует отметить, что большое число нефтяных залежей характеризуется низкими значениями коэффициента C_Φ . Особенно это характерно для залежей высоковязких нефтей, которые открыты в последнее время в Восточной Сибири и других районах страны. В более благоприятных условиях по коэффициенту C_Φ находят некоторые залежи Апшеронского полуострова (благодаря высоким коллекторским свойствам пластов и низким значениям вязкости нефти), Грозненского, Дагестанского и Ставропольского регионов (благодаря значительным глубинам залегания).

Таким образом, сформулированная выше закономерность изменения фильтрационных характеристик флюидонасыщенных систем, подобно закономерности изменения проницаемости коллекторов в зависимости от глубины, носит общий, глобальный характер, но в отличие от последней новая закономерность предопределяет существенный рост основных продуктивных характеристик, экономических критериев и в целом перспектив открытия и освоения промышленных месторождений пластовых флюидов на больших глубинах. Так же как и в случае изменения проницаемости с глубиной, для новой закономерности могут быть характерны некоторые отклонения от части ее основных положений. Так, например, при очень высоких скоростях изменения проницаемости в начальном интервале глубин зона максимальных фильтрационных свойств условно может оказаться выше дневной поверхности ($H_{\text{опт}} < 0$). В этом случае остается в силе вторая составляющая новой закономерности, в соответствии с которой скорость снижения фильтрационной характеристики в зависимости от глубины существенно ниже скорости снижения проницаемости. Может иметь место случай, когда пласт в процессе погружения не достигает глубины, где $H = H_{\text{опт}}$. В этом случае пласт характеризуется только возрастанием фильтрационной характеристики с увеличением глубины. Подобные частичные отклонения от закономерностей изменения фильтрационных характеристик теоретически не исключаются, однако в процессе обработки фактического материала такие случаи не наблюдались.

Так же как и для изменения проницаемости с глубиной, полученные закономерности более определенны и достаточно строго установлены для терригенных коллекторов.

При нарушении закономерности изменения проницаемости с глубиной, о которой сказано выше (в результате тектоногенеза, выщелачивания, трещинообразования) [8, 10], эффект увеличения фильтрационной характеристики от снижения вязкости с глубиной независимо накладывается и в этом случае.

В целом полученные новые закономерности вносят коренные изменения в существующие представления о прогнозировании, перспективах открытия и промышленной разработки флюидных месторождений на больших глубинах.

Литература

1. Амирханов Х. И., Гайдаров Г. М., Курбанов М. К. Закономерности изменения фильтрационных свойств природных систем в зависимости от глубины//Докл. АН СССР. 1986. Т. 287. № 1. С. 194—197.
2. Буряковский Л. А., Джеванишир Р. Д. Моделирование свойств коллекторов и покрышек на больших глубинах//Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М.: МИНХиГП, 1980. 312 с.
3. Гайдаров Г. М. Фильтрационные процессы как функция термических свойств горных пород//Тр. Ин-та геологии Даг. фил. АН СССР. 1982. Вып. 25. С. 153—157.
4. Гаджиев А. Г., Суетнов В. В., Каспаров С. А. и др. Проблемы геотермальной энергетики Дагестана. М.: Недра, 1980. 221 с.
5. Гиматудинов Ш. К., Борисов Ю. П., Розенберг М. Д. и др. Справочное руководство по проектированию разработки месторождений. Проектирование месторождений. М.: Недра, 1983. 463 с.
6. Добрынин В. М. Деформации и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1970. 239 с.
7. Основы гидрогеологии. Т. I—VI. Новосибирск: Наука, 1980—1985.
8. Прошляков Б. К. Основные этапы изучения и очередные задачи в области познания коллекторов нефти и газа, залегающих на больших глубинах//Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М.: МИНХиГП, 1980. 312 с.
9. Смирнова Н. В., Якушев В. П. Свойства коллекторов песчаного типа на больших глубинах М.: Наука, 1969. 108 с.
10. Холодов В. Н. Проблема формирования вторичной пористости в песчаных коллекторах элизионных бассейнов//Коллекторские свойства пород на больших глубинах. М.: Наука, 1985. 247 с.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
10.XII.1986

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553(31+32) : 552.124.4

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ СООТНОШЕНИЙ МАРГАНЦЕВЫХ МИНЕРАЛОВ В ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЯХ

ШТЕРЕНБЕРГ Л. Е., ПОКРОВСКАЯ Е. В., САЛЫНЬ А. Л.

Известно, что для выделения генетически разных Fe — Mn-конкреций океанов (седиментационных, диагенетических и седиментационно-диагенетических) многие исследователи [2, 3, 6] и др. используют количественные соотношения между основными марганцевыми минералами. Эти минералы представлены вернадитом ($\delta\text{-MnO}_2$ по терминологии зарубежных авторов) и минералов (или, что более правильно, группой минералов), называемым многими исследователями тодорокитом, или 10А-манганитом. В эту группу входят асболан, асболан-бузерит, бузерит-I, бузерит-II и тодорокит. Последний, в отличие от прочих марганцевых образований, обладает не слоистой, а туннельной структурой. Эти минералы не так давно были установлены акад. Ф. В. Чухровым с сотрудниками ИГЕМа и ГИНа АН СССР и показывают сходные дифрактометрические кривые; они могут быть различимы только при изучении их комплексом методов. Ведущее место среди них принадлежит методу микродифракции электронов, подкрепляемому определением содержаний элементов в микроточке энергоприставкой «Кевекс» ([1, 4] и др.).

Оценка содержаний вернадита и марганцевой фазы, характеризующейся основным отражением в области 10 А, как правило, проводится с помощью рентгеновского дифрактометрического анализа, путем сравнения замеренных на кривых площадей пиков или их высот.

Вопрос об определении количественных соотношений минералов, находящихся в смесях, с помощью дифрактометрического анализа давно обсуждается в литературе. Не ошибемся, если скажем, что многие исследователи приходят к мнению о чрезвычайной сложности данной проблемы и что прямое измерение площадей пиков или их высот на дифрактограммах не позволяет с достаточной достоверностью судить о количественных соотношениях между входящими в смесь отдельными минералами.

На степень проявления пиков на дифрактограммах (размер, форма) могут, как известно, влиять многие факторы. Одни из них, относимые нами к внутренним, связаны со степенью дисперсности и совершенства минеральных образований, с количеством и составом аморфных фаз в анализируемых образцах, с характером изоморфизма и наличия переходных форм, с особенностями взаимопорастания минералов и др.

Другие факторы, также оказывающие влияние на проявление пиков и относящиеся к внешним, определяются техническим состоянием приборов, характером проводимой съемки, подбором щелей, а также зависят от способов подготовки препаратов для анализов и т. п.

**Содержание тодорокита (I) и вернадита (II) в смесях,
рассчитанные по соотношению площадей (высот) их основных пиков, %**

Соотношения	Отношение содержаний минералов в смесях	Содержания, рассчитанные				Номер на фигуре
		до площади пиков		по высоте пиков		
		I	II	I	II	
По весу	Тодорокит-1	35	65	52	48	3
	Вернадит-1					
	Тодорокит-3	45	55	62	38	4
	Вернадит-1					
	Тодорокит-1	55	45	57	43	5
	Вернадит-3					
По объему	Тодорокит-1	65	35	57	43	6
	Вернадит-1					
	Тодорокит-3	65	35	76	24	7
	Вернадит-1					
	Тодорокит-1	55	45	41	59	8
	Вернадит-3					



Даже довольно широко применяемый метод оценки содержания глинистых минералов, предложенный П. Бискае [5], является полуколичественным с погрешностями определения, достигающими 10—15% и более.

Проблема определения содержания разных марганцевых фаз с помощью рентгеновского анализа оказывается еще более сложной, поскольку у сравниваемых между собой вернадита и тодорокита (асбола-бузерита, асбола, бузерита-I, бузерита-II) имеются сходные отражения. Действительно, у вернадита и минералов, у которых основной пик проявляется в области 10 Å, имеются пики 2,42—2,45 Å, что служит серьезным препятствием для оценки содержания этих минералов в конкрециях. Об этом свидетельствуют две приводимые серии дифрактометрических анализов смесей вернадита (Атлантический океан, Fe—Мп-корка, ст. 837) и тодорокита (марганцевая руда, месторождение Чарко-Редондо, Куба), взятых в соотношениях 1:1, 3:1 и 1:3. Одну серию смесей подготавливали по весовым отношениям, другую — по объемным. Методом взвешивания рассчитывали площади основных пиков вернадита (2,40—2,45 Å) и тодорокита (9,45—9,52 Å). Высоты пиков измеряли на дифрактограммах.

В таблицу сведены результаты пересчета данных, рассчитанных согласно соотношениям площадей основных пиков и их высот на процентные содержания вернадита и тодорокита в смесях. Как видно из приведенной фигуры, даже в исходном образце тодорокита виден значительный по размеру пик 2,40 Å, составляющий чуть больше 1/3 от площади и высоты основного пика тодорокита, равного 9,50 Å. Вероятнее всего, в области 2,40 Å проявились вновь сформировавшиеся вернадитовые образования, связанные с окислением тодорокита, что и привело к некоторому дополнительному увеличению размеров (площади, высоты) пика в области 2,40 Å.

Анализ данных, полученных при рентгеновском анализе смесей тодорокита и вернадита (см. таблицу и фигуру), однозначно свидетельствует об отсутствии коррелятивной связи между площадями (высотами) пиков и реальными содержаниями вернадита и тодорокита в смесях.

В лучшем случае, по нашему мнению, можно говорить лишь о тенденциях, но такое суждение вряд ли может помочь в выяснении природы и особенностей формирования генетически разных океанских Fe—Mn-конкреций.

Литература

1. Дриц В. А., Петрова В. В., Горшков А. И. и др. Марганцевые минералы Fe—Mn-микрoконкреций в осадках центральной части Тихого океана и их постседиментационные преобразования//Литология и полез. ископаемые. 1985. № 3. С. 17—39.
2. Скорнякова Н. О. Морфогенетические типы Fe—Mn-конкреций радиалариевого пояса Тихого океана//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 5. С. 67—83.
3. Чудаев О. В. Минералы марганца//Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 185—192.
4. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Дриц В. А. и др. Смешанослойные минералы асболан-бузерит и асболан в океанических железомарганцевых конкрециях//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 5. С. 91—99.
5. Biscaye P. E. Mineralogy and sedimentation of recent deepsea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans//Bull. Geol. Soc. Amer. 1965. V. 76. № 7. P. 803—832.
6. Halbach P. Processes controlling the heavy metal distribution in Pacific ferromanganese nodules and crusts//Geol. Rundschau. 1986. B. 75. № 1. P. 235—247.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
10.II.1987

УДК 550.42 : 552.143 (265.5)

О СОДЕРЖАНИИ И РАСПРЕДЕЛЕНИИ УРАНА В ОСАДКАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

БАТУРИН Г. Н.

Геохимия урана в Черном море посвящен ряд работ советских авторов, изучавших содержание, распределение и формы нахождения урана в водах и осадках этого бассейна [1—3, 5, 8—12, 15]. Интерес к урану в Черном море проявляли также зарубежные исследователи [16, 17], получившие значительный материал по осадкам: в 1969 г. в Черном море работало американское судно «Атлантис II», поднявшее 40 колонок; затем в 1975 г. американское судно «Чейн» получило четыре колонки. Буровым судном «Гломар Челленджер» выполнено на трех станциях бурение до глубины 837 м ниже поверхности дна [18, 19].

Между результатами советских и зарубежных [16] исследователей выявились систематические (до 2—3 раз) расхождения. Кроме того, данные о содержании урана в кернах глубоководного бурения в Черном море единичны.

Для рассмотрения этих вопросов нами использованы новые результаты определения урана в 76 пробах поверхностного слоя осадков, колонок осадков, взятых прямоточными трубками, и кернов глубоководного бурения. Исследованные пробы осадков

Таблица 1

Номер станции	Глубина, м	Горизонт, см	Характер пробы	U, г/т
824	170	0—3	Глинистый ил с гидротроилитом	2,4
824	170	86—91	То же с ракушей	2,4
843	52	0—5	То же	2,9
843	52	0—2	Ракуша	0,55
844	70	0—2	То же	1,5
798	102	0—2	Ожелезненные раковины фазеолин	2,1
848	118	0—2	То же, слабо ожелезненные	3,9
841	1772	5—10	Кокколитовый ил	15,2
1309*	2130	0—5	То же	15,5
1309*	2130	15—20	Сапропелевый ил	17,1
788	1460	0—20	Кокколитовый ил	15,2
788	1460	48—72	Сапропелевый ил	22,2

* Проба получена в 16-м рейсе НИС «Михаил Ломоносов» (43°00' с. ш., 31°02' в. д.).

Таблица 2

Тип осадка	Содержание урана, г/т		Число проб
	пределы	среднее	
Глинистые древнечерноморские илы	1,6—3,2	2,3	14
То же, сапропелевые	7,0—22,0	14,0	5
Глинистые новозвксинские илы	1,4—2,4	2,0	11

Примечание. Колонки 25/3202 (42°00' с. ш., 32°00' в. д., глубина 2125 м) и 26/3204 (41°30' с. ш., 30°30' в. д., глубина 2100 м).

Таблица 3

Номер колонки	Номер секции	Горизонт, см	Глубина, м	Тип осадка	U, г/т
Скв. 379 А					
25	3	42—44	228,9	Терригенный ил	3,25
Скв. 380					
19	2	30—33	172,8	Терригенный ил	1,9
21	5	7—10	196	То же	2,0
36	2	50—55	325	То же, обогащенный C _{орг} (5,3%)	15,0
39	1	48—62	352	Терригенный ил	2,25
39	5	0—12	357,5	То же	3,05
39	5	138—140	360,3	»	4,5
39	6	50—52	361	То же, обогащенный ОВ	9,0
40	1	90—93	361,8	Терригенный ил	2,3
Скв. 380 А					
9	5	10—13	414,6	То же	1,5
9	6	10—13	416	»	5,5
31	1	60—63	608	Терригенно-известковый ил	3,7
Скв. 381					
12	4	20—23	109	Терригенный ил	1,1
12	5	20—23	110,7	То же	1,6
14	4	20—23	128	»	2,4
14	5	30—33	129,8	»	1,3
15	2	10—13	135,8	»	1,5
15	3	10—13	137,4	»	1,7
16	2	10—13	145,5	»	1,7
16	4	20—23	147,2	»	2,9
16	6	30—33	150,2	»	2,0
17	1	10—13	151,8	»	2,5
17	6	10—13	159,3	»	2,0
18	1	90—93	161,6	Известково-терригенный ил	1,9
18	2	30—33	162,3	Терригенный ил	3,0
18	3	30—33	164	То же	3,4
18	5	10—13	166,7	»	2,0
19	1	7—10	171,0	Известковый ил	2,8
37	5	98—110	339,5	То же, обогащенный C _{орг} (6,27%)	7,0
43	1	15—18	390,5	Терригенный ил	4,0
43	2	70—73	391,6	То же	2,4
45	1	143—146	418	»	3,3
53	2	10—13	486	»	2,8
53	3	10—13	489	»	3,5

собраны в 8-м рейсе НИС «Витязь» (1984 г.), 16-м и 35-м рейсах НИС «Михаил Ломоносов» и 42-м рейсе бурового судна «Гломар Челленджер». Материал последних двух рейсов получен автором от В. И. Мельника (ГИН АН УССР) и Э. И. Тримониса (Калининградское отделение ИОАН). Описание голоценовых осадков приведено в работах [13, 14, 19], кернов бурения — в [6, 7, 18]. Пробы осадков из колонок и кернов глубоководного бурения анализировались люминесцентным методом, пробы из поверхностного слоя (8-й рейс «Витязя») — методом запаздывающих нейтронов [4], обладающим повышенной чувствительностью и точностью по сравнению с другими методами определения урана (химическим, люминесцентным, рентгеноспектральным, γ-спектральным и радиометрическим). Анализы выполнены в лабораториях Министерства геологии СССР и Института ядерной физики АН КазССР (В. Р. Бурмистров).

Таблица 4

Тип осадка	Содержание урана, г/т	
	пределы	среднее
<i>Современные осадки</i>		
Ракушняки	0,2—1,8	0,8
Алевритово-глинистые илы	1,2—2,5	1,9
Мидиевые илы	0,5—4,0	1,6
Фазеолиновые илы	0,7—5,0	2,8
Глинистые илы (поверхность)	1,0—15,0	3,4
То же (колонки)	1,7—4,5	2,8
Известково-глинистые илы (поверхность)	5,5—16,0	10,3
То же (колонки)	4,2—13,0	6,5
Кокколитовые илы (поверхность)	8,0—23,0	15,3
То же (колонки)	8,0—20,0	14,0
<i>Древнечерноморские осадки</i>		
Глинистые илы	1,1—5,0	3,0
То же, микрослоистые	1,9—5,0	4,2
Сапропелевые илы	4,5—35,0	13,0
<i>Новоэвксинские осадки</i>		
Глинистые илы	0,3—4,0	1,5

Таблица 5

Тип осадка	Содержание U, г/т по данным таблиц			
	1	2	3	4
Ракушняки	1,0	—	—	0,8
Ожелезненная ракушка	3,0	—	—	—
Глинистые илы (поверхность)	2,6	—	—	3,4
Глинистые илы (колонки)	—	2,2	2,4	2,4
Кокколитовые илы	15,3	—	—	15,3
Илы сапропелевые (древнечерноморские) и обогащенные органическим веществом (скважины глубинного бурения)	19,6	14	9,1	13,0

Таблица 6

Номер колонки	Горизонт, м	Тип осадка	Возраст по ^{14}C , лет	CaCO_3 , %	Сорг. %	U, г/т
1445 P	0—30	Современный кокколитовый ил	1 500	58,0	6	21,02
1462 K	10—30	То же	1 500	63,0	6	16,39
1474 K	40—50	Древнечерноморский сапропель	5 000	8,42	17	21,22
1445 P	50—60	То же	5 000	8,42	16	18,28
1462	60—80	Турбидитовая глина	—	18	3	4,95
1445 P	70—90	Древнечерноморский глинистый ил	8 000	46,0	2	6,93
1462 K	100—120	То же	8 000	27,0	~2	8,39
1474 K	160—170	Новоэвксинский глинистый ил	10 000	25,0	1	1,78
1474 K	540—550	То же	16 000	17,0	0,5	2,25

Примечание. Колонка 1445 P—43°16' с. ш., 31°18' в. д., глубина 1915 м; 1462 K—42°02' с. ш., 33°02,1' в. д., глубина 2186 м; 1474 K—42°23,3' с. ш., 37°36,2' в. д., глубина 2117 м.

Результаты определения урана в осадках Черного моря (12 проб) методом западывающих нейтронов приведены в табл. 1.

В табл. 2 дано содержание урана в двух колонках глубоководных осадков Черного моря (30 проб), проанализированных люминесцентным методом, а в табл. 3 — в кернах глубоководного бурения из четырех скважин с глубин от 109 до 608 м ниже поверхности дна (34 образца).

Наши прежние определения (табл. 4), выполненные люминесцентным методом [2, 3, 5, 8], дали те же пределы содержания урана в основных типах осадков Черного мо-

Номер колонки	Тип осадка	Горизонт, м	П. п. п.		Содержание U, г/т				
			100° С	1000° С	в сухом осадке	после обработки 10%-ной HCl	после обработки 6 M HCl	после прокаливания при 1000° С	после прокаливания и промывки
Судно «Чейн»									
18	Кокколитовый ил	0,04	68,7	80,5	55,0	113,9	55,4	73,9	96,3
	То же	0,21	66,0	77,6	59,7	34,6	9,0	74,7	47,2
	Сапропель (кровля)	0,30	65,5	74,6	23,4	17,3	40,4	86,4	17,3
	То же (подошва)	0,85	71,0	81,9	15,7	40,1	—	110,0	55,1
	Лютит	1,00	—	—	2,4	—	—	—	—
12	Кокколитовый ил	0,10	61,9	—	35,4	—	—	—	—
24	То же	0,04	66,5	—	28,3	—	—	—	—
35	»	0,30	58,4	68,5	15,0	—	—	24,3	—
Судно «Гломар Челленджер»									
379 A	Кокколитовый ил	100	38,5	—	40,1	—	118,3	—	—
	Сапропель	100	24,6	—	49,5	—	95,8	—	—
	Известковый ил	231	35,3	—	2,4	—	—	—	—
380 A	Лютит, обогащенный органическим веществом	673	25,6	—	35,4	—	—	—	—
	Диатомово-известковая порода	837	30,5	—	20,4	—	—	—	—
381	Диатомовый ил	237	37,0	—	33,8	—	—	—	—

ря, опробованных как по площади моря (поверхностный слой), так и в колонках глубиной до 10 м (всего более 200 проб).

Близкими оказываются также и средние содержания урана в основных типах осадков по разным сериям выполненных определений (табл. 5). На основании совокупности данных (см. табл. 1—5) можно принять, что среднее содержание урана в позднекайнозойских осадках Черного моря составляет, г/т: в ракушниках 0,9; в алевритово-глинистых илах 1,9; в глинистых илах 2,7; в осадках, обогащенных органическим веществом (включая современные кокколитовые и глинисто-известковые илы, древнечерноморские сапропелевые илы, глинистые и глинисто-известковые илы из скважин глубоководного бурения), 12,5.

Аналогичные данные по содержанию урана в верхней толще осадков Черного моря были получены американскими исследователями [17], проанализировавшими 10 проб из сборов судна «Атлантис-II» альфа-спектрометрическим методом (табл. 6).

Другой группой зарубежных исследователей было выполнено 14 определений урана в осадках Черного моря спектрометрическим методом [16]: восемь проб из горизонтов 4—100 см представляют голоценовые отложения, шесть проб из горизонтов 100—837 м — кайнозойские отложения из скважин глубоководного бурения. По результатам их определений, содержание урана (U_2O_8) в голоценовых осадках составляет, г/т: алевритово-глинистый ил (лютит, одна проба) 2,4; кокколитовые илы 15,0—59,7; сапропели 15,7—23,4. В табл. 7 приведены содержания урана в толще кайнозойских отложений. На основании этих данных указанными авторами было рассчитано, что среднее содержание урана в глубоководных голоценовых осадках Черного моря составляет 25 г/т, а его абсолютная масса в слое 0,9 м на площади около 300 тыс. км² достигает 6,7 млн. т, что не соответствует реальной картине распределения урана в осадках Черного моря. Анализ карт распределения урана, составленных по данным уранометрической съемки всей площади моря, а также ряда колонок [2, 3, 5, 8], показал, что среднее содержание урана в глубоководных осадках вдвое ниже, слой обогащенный этим элементом, тоньше, а площадь их распространения намного меньше. Ошибочный результат, превышающий реальную цифру примерно на порядок, объясняется, во-первых, использованием авторами спектрометрического метода, во-вторых, незнанием литологии осадков всей акватории Черного моря, в-третьих, игнорированием опубликованных советскими исследователями многочисленных определений урана в осадках Черного моря, с которыми согласуются данные американских коллег [17].

Приведенная серия анализов урана в черноморских осадках двумя независимыми методами, показавшими сходные результаты, подтверждает установленные ранее закономерности распределения урана в осадках Черного моря. Основными факторами его концентрации в данном регионе являются особенности гидрохимии сероводородной толщи и обогащение глубоководных осадков органическим веществом, что приводит к увеличению (в 4—6 раз) содержания в них урана по сравнению с его средним содержанием в осадочных породах.

Литература

1. Бабинец А. Е., Жоров В. А., Безбородов А. А. и др. Уран в Черном море//Геол. журн. 1975. Т. 35. № 6. С. 16—26.
2. Батурич Г. Н. Уран в процессе осадкообразования в Черном и Азовском морях//Литоология и полез. ископаемые. 1973. № 5. С. 21—32.
3. Батурич Г. Н. Уран в современном морском осадкообразовании. М.: Атомиздат, 1975. 152 с.
4. Батурич Г. Н., Бурмистров В. Р. Использование метода запаздывающих нейронов для исследования осадочных рудных образований океана//Геология морей и океанов (тез. докл. 7-й Всесоюз. школы морской геологии). Т. 3. М.: ИОАН. 1986. С. 159.
5. Батурич Г. Н., Коченов А. В., Шимкус К. М. Уран и редкие металлы в колонках донных осадков Черного и Средиземного морей//Геохимия. 1967. № 1. С. 41—50.
6. Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980.
7. Емельянов Е. М., Лисицын А. П., Тримонис Э. С. и др. Геохимия позднекайнозойских отложений Черного моря. М.: Наука, 1982. 242 с.
8. Коченов А. В., Батурич Г. Н., Ковалева С. А. и др. Уран и органическое вещество в осадках Черного и Средиземного морей//Геохимия. 1965. № 3. С. 302—313.
9. Николаев Д. С., Лазарев К. Ф., Корн А. П., Дрожжин В. М. Геохимический баланс радиоактивных элементов в бассейне Черного и Азовского морей//Радиохимия. 1966. Т. 8. № 4. С. 469—477.
10. Старик И. Е., Кузнецов Ю. В., Николаев Д. С. и др. Распределение радиоэлементов в осадках Черного моря//Докл. АН СССР. 1959. Т. 129. № 5. С. 1142—1145.
11. Старик И. Е., Николаев Д. С., Кузнецов Ю. В., Легин В. К. Соотношение радиоактивности осадков Азовского и Черного морей//Докл. АН СССР. 1961. Т. 139. № 2. С. 456—460.
12. Старик И. Е., Николаев Д. С., Кузнецов Ю. В., Легин В. К. Радиоактивность осадков Черного моря//Докл. АН СССР. 1961. Т. 139. № 6. С. 1456—1459.
13. Страхов Н. М. Осадкообразование в Черном море//Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 81—136.
14. Шимкус К. М., Емельянов Е. М., Тримонис Э. С. Донные отложения и черты позднечетвертичной истории Черного моря//Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. С. 138—163.
15. Шнюков Е. Ф., Безбородов А. А., Мельник В. И., Митопольский А. Ю. Геохимическая эволюция урана в Черном море//Геол. журн. 1970. Т. 39. № 6. С. 1—9.
16. Degens E. T., Khoo F., Michaelis W. Uranium anomaly in Black Sea sediments//Nature. 1977. V. 269. № 5629. P. 566—569.
17. Rona E., Joensuu O. Uranium geochemistry in Black Sea//The Black Sea — Geology, Chemistry and Biology. Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol. V. 20. Tulsa. Okl. 1974. P. 570—572.
18. Ross D. A., Neproshnov Yu. P. Initial Reports of the DSDP. Wash. 1978. V. 42. Pt. 2. 1244 p.
19. The Black Sea — Geology, Chemistry and Biology/Eds E. T. Degens, R. A. Ross//Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa. Okl. 1974. V. 20. 350 p.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
26.IX.1986

МЕТОДИКА

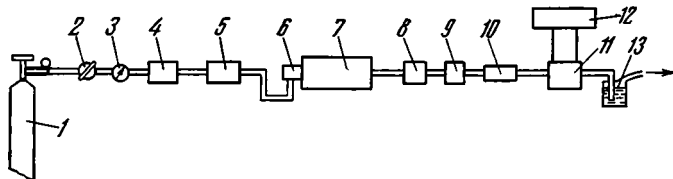
УДК 543.2

СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ $C_{орг}$ И CO_2 КАРБОНАТОВ РАЗЛИЧНЫМИ МЕТОДАМИ

БЕТЕЛЕВ Н. П., КУЛАЧКИН Б. И.

Несколько лет тому назад предложен метод определения содержания $C_{орг}$ в илах и горных породах прокаливанием в токе кислорода при температуре $500^\circ C$ с использованием катализатора Co_3O_4 [2, 3]. Применение катализатора позволяет получить полное окисление органического вещества пробы при температуре прокаливании $500^\circ C$. Прокалывание при этой температуре без катализатора дает неполное окисление. Особенно велика разница в результатах прокалывания с катализатором и без катализатора при большом содержании органического вещества, например в торфе и антраците [2]. Анализ может выполняться на газоанализаторе ГОУ-1, экспресс-анализаторе на углерод АН-7529 (фиг. 1), СНН-анализаторах разных типов и установках для микроанализа. Содержание $C_{орг}$ находят по количеству CO_2 , образующегося при окислении органического вещества пробы. Применение температуры прокалывания $500^\circ C$ вместо $1000^\circ C$ по стандартной методике (без катализатора) позволяет исключить процедуру предварительного удаления карбонатов из анализируемых проб, поскольку при $500^\circ C$ не разлагаются с выделением CO_2 наиболее распространенные природные карбонаты — кальцит и доломит. Опыты прокалывания в токе кислорода показали, что растертые в пудру кальцит и доломит начинают разлагаться при температуре выше $500^\circ C$ (кальцит при $635^\circ C$, доломит при $575^\circ C$). При $500^\circ C$ ни кальцит, ни доломит не разлагаются даже при прокалывании в течение 5 ч. Сидерит $FeCO_3$, магнезит $MgCO_3$ и родохрозит $MnCO_3$ мешают применению данного метода, поскольку разложение этих карбонатов с выделением CO_2 в токе кислорода начинается при $390^\circ C$. Однако родохрозит встречается в осадочных горных породах редко, в небольших (до 1%) количествах и не может оказать заметного воздействия на результаты анализа. Магнезит также встречается в осадочных породах редко и в небольших (до 1%) количествах, в современных отложениях более значительные его содержания отмечены лишь в солончаках [5]. Как показало изучение литературного материала, среднее суммарное содержание $FeCO_3$, $MgCO_3$ и $MnCO_3$ (из которых обычно преобладает сидерит) в горных породах разнообразного генезиса обычно не превышает 3% и, как правило, заметно ниже этой величины [3]. Наличие сидерита в современных морских осадках считается мало вероятным [7, 8]. В случае нахождения в значительных количествах сидерит образует линзы, конкреции и стяжения [4], которые могут быть легко исключены при отборе проб для анализа.

Для выяснения воздействия примеси сидерита и магнезита на результаты определения содержания $C_{орг}$ нами исследована скорость разложения этих карбонатов, растертых в пудру, при прокалывании их в токе кислорода (фиг. 2). За время, равное времени анализа на приборе ГОУ-1 (не более 15—20 мин), разлагается не более 15% магнезита и 15% сидерита. За время анализа на приборе АН-7529 (5—8 мин) разлагается не более 7—8% сидерита и магнезита (фиг. 2). Принимая во внимание небольшое содержание углерода в сидерите (10%) и магнезите (14%) и учитывая незначительное (до 3—



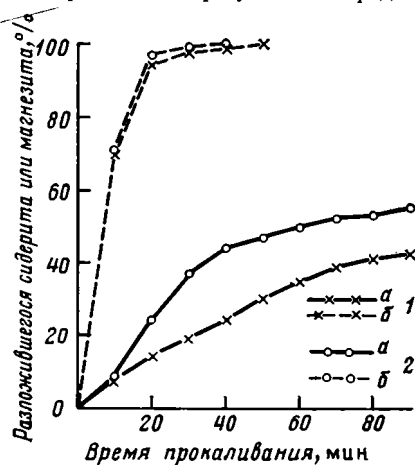
Фиг. 1. Принципиальная схема экспресс-анализатора на углерод АН-7529
1 — кислородный баллон с редуктором; 2 — кран для регулирования подачи кислорода; 3 — редуктор-фильтр для регулирования давления кислорода; 4 — блок очистки кислорода; 5 — ротаметры для измерения расхода кислорода; 6 — затвор трубки для прокалывания; 7 — печь для прокалывания проб, регулируемая температура печи измеряется термпарой; 8 — фильтр для очистки газов от механических примесей; 9 — сосуд с безводным хлористым кальцием или ангидроном для сушки газов; 10 — трубка, заполненная гидроксидом, для поглощения окислов серы; 11 — блок куло-

нометрического титрования (датчик); 12 — измерительный блок; 13 — водяной затвор 5%) содержание этих карбонатов в рассеянном виде в горных породах можно предполагать, что погрешность в определении содержания $C_{орг}$ за счет примеси сидерита и магнетита будет невелика. Для нахождения реальных значений этой погрешности были проанализированы разными методами две группы искусственных смесей, содержащих растертый в пудру сидерит из месторождения Бакал в количестве до 10% и магнетит из месторождения Сатка в количестве до 7%, а также природные образцы, содержащие до 5% сидерита (табл. 1). Опыты показали, что воздействие примеси сидерита на результаты определения $C_{орг}$ незначительно (содержание $C_{орг}$ в обр. 306 5,26%, в том же образце с добавкой 10% сидерита — 5,32%, погрешность определения $C_{орг}$ за счет примеси сидерита составила 1 отн. %). В природных образцах, содержащих до 5% сидерита, наличие его также не внесло существенной погрешности в результаты определения $C_{орг}$. На это указывает близость результатов определения $C_{орг}$, полученных рекомендуемым методом и другими методами анализа (табл. 1, обр. 404, 999, 1209).

Воздействие примеси магнетита на результаты определения содержания $C_{орг}$ исследовано как в образцах с незначительным содержанием $C_{орг}$ (~0,3%; табл. 1, обр. 950), так и в образцах со значительным его содержанием (5%; табл. 1, обр. 306). При добавке 1% магнетита к образцу с незначительным содержанием $C_{орг}$ погрешность определения последнего составила около 20 отн. %, что допустимо при небольшом содержании $C_{орг}$ ($C_{орг}$ в обр. 950 составляет 0,26%, а с добавкой 1% магнетита — 0,31%). При добавке 1% магнетита к образцу со значительным содержанием $C_{орг}$ погрешность определения последнего пренебрежимо мала (содержание $C_{орг}$ в обр. 306 составляет 5,32%, а с добавкой 1% магнетита — 5,38%, погрешность определения $C_{орг}$ вследствие примеси магнетита составила ~1 отн. %). Незначительность погрешности определения $C_{орг}$ вследствие примеси сидерита и магнетита при анализе на приборе ГОУ-1 показана в работе [3].

Применение прокаливания в токе кислорода при температуре 500°С с использованием катализатора Co_3O_4 позволяет определить наряду с $C_{орг}$ также и содержание CO_2 карбонатов. Для этого авторы применяли второй этап прокаливания проб при температуре 1100°С, при которой разлагаются (с выделением CO_2) все природные карбонаты [9]. В табл. 1 и 2 приведены результаты определения разными методами содержания CO_2 карбонатов в природных образцах и искусственных смесях. При анализе природных образцов горных пород имеет место удовлетворительное соответствие содержаний CO_2 , определенных прокаливанием при 1100°С и методом Кнопа (табл. 2). При анализе ила наблюдалось занижение содержания CO_2 карбонатов, определенного прокаливанием, по сравнению с результатами, полученными методом Кнопа (табл. 1, обр. 306). Причиной этого расхождения является, по-видимому, неточность в данном случае анализа по методу Кнопа. На первом этапе анализа методом Кнопа (кипячение пробы в 10%-ной серной кислоте для определения CO_2 карбонатов), вероятно, оказывается окисленной частью малометаморфизованного органического вещества ила, что ведет к завышению по результатам анализа содержания CO_2 карбонатов и занижению содержания $C_{орг}$ по сравнению с их истинными значениями. Предположение о неточности в данном случае анализа, проведенного по методу Кнопа, подтверждается тем, что содержание $C_{орг}$, определенное в образцах ила методом И. В. Тюрина, ближе к определенному прокаливанием без декарбонизации, чем к результатам, полученным методом Кнопа (табл. 1, обр. 306).

Значительным преимуществом метода прокаливания при температуре 500°С с использованием катализатора Co_3O_4 по сравнению со стандартным методом прокаливания при температуре около 1000°С является исключением трудоемкой операции предварительного удаления карбонатов из анализируемых проб, которая составляет примерно половину трудовых затрат на выполнение анализа. Кроме того, кислотная декарбонизация вызывает преобразование и разрушение части органического вещества пробы. Особенно велика потеря органического вещества в случае малой степени его метаморфизма в современных отложениях. Это хорошо видно на примере анализа ила из Днепро-Бугского лимана (табл. 1, обр. 306), в котором содержание $C_{орг}$, определенное прокаливанием при 500°С с использованием катализатора Co_3O_4 без предварительной декарбонизации, составило в среднем 5,29%. Близкие результаты дали анализы, проведенные по методу И. В. Тюрина (5,19%) и Кнопа (4,58%). При анализе того же образца по стандартной методике прокаливанием при 1100°С с предварительной декарбонизацией (кипячением в 10%-ной HCl с последующей отмывкой от кислоты) содержание $C_{орг}$ составило 3,24%. Таким образом, потеря $C_{орг}$ при кислотной декарбонизации современного ила равна приблизительно 40%.



Фиг. 2. Скорость разложения магнетита и сидерита при прокаливании в токе кислорода
1 — ход разложения магнетита (а — при 500°С, б — при 1000°С); 2 — то же сидерита (а — при 500°С, б — при 1000°С)

Таблица 1

Среднее содержание $C_{орг}$ и CO_2 карбонатов в образцах с примесью сидерита и магнезита, определенное разными методами, % на воздушно-сухую пробу

Номер образца	Состав образца	Нераство- римый остаток, %	Метод Кнопа (ИГиРГИ)		Прокаливание в токе кислорода на приборе АН-7529 в пятикратной повторности (ВНИГНИ)						Оксиди- метричес- кий метод И. В. Тю- рина (Фунда- ментпросект)
			C _{орг}	СО ₂ карбона- тов	с катализатором Со ₃ О ₄ без предварительного удаления карбонатов				при 1100° С с предвари- тельным удалением кар- бонатов (время прокали- вания 2—3 мин)		
					при 500° С (время прока- ливания 5—8 мин)		докаливание при 1100° С (в течение 3—4 мин)				
					C _{орг}		СО ₂ карбонатов		C _{орг}		
					$\bar{x}$	V	$\bar{x}$	V	$\bar{x}$	V	
404	Аргиллит, содержащий 5% сидерита	79,2	1,51	0,28	1,90	0,053	0,55	0,026	1,90	0,026	1,90
999	То же, » 2% »	88,1	0,26	3,00	0,63	0,068	2,74	0,040	0,35	0,108	0,52
1209	То же, » 1% »	84,6	1,57	0,34	1,90	0,007	0,55	0,013	1,74	0,014	1,93
306	Ил из Днепро-Бугского лимана	65,2	4,74	1,58	5,26	0,009	1,00	0,170	3,17	0,004	5,12
	С добавкой 1% сидерита	68,6	4,82	2,00	5,27	0,013	1,19	0,153	3,41	0,006	5,56
	» 2% »	63,4	4,58	1,73	5,28	0,009	1,05	0,085	3,06	0,007	5,08
	» 3% »	67,7	4,71	2,16	5,29	0,008	1,25	0,199	3,37	0,008	5,82
	» 10% »	59,1	4,36	5,04	5,32	0,019	2,51	0,074	2,74	0,011	5,34
950	Мергель	34,2	0,27	7,74	0,26	0,054	7,48	0,017	0,18	0,044	0,43
	С добавкой 1% магнезита	32,6	0,25	8,04	0,31	0,045	7,62	0,006	0,17	0,000	0,36
	» 2% »	32,5	0,24	8,22	0,39	0,078	7,86	0,006	0,16	0,000	0,41
	» 3% »	34,1	0,19	8,26	0,53	0,026	8,05	0,005	0,18	0,103	0,41
	» 5% »	32,5	0,27	8,98	0,72	0,040	8,46	0,003	0,16	0,000	0,39
306	» 7% »	33,3	0,20	9,68	0,88	0,023	8,87	0,006	0,19	0,089	0,37
	Ил из Днепро-Бугского лимана	78,6	4,41	1,48	5,32	0,004	1,12	0,047	3,30	0,026	5,26
	С добавкой 1% магнезита	79,5	4,59	1,82	5,38	0,006	1,03	0,019	3,52	0,016	5,17
	» 2% »	79,6	4,40	2,78	5,39	0,002	1,30	0,019	3,50	0,021	5,20
	» 3% »	79,4	4,40	2,62	5,43	0,002	1,50	0,021	3,49	0,007	5,19
	» 5% »	75,4	4,37	3,70	5,60	0,002	1,38	0,039	3,24	0,021	4,97
	» 7% »	75,7	4,11	4,26	5,60	0,003	1,56	0,026	3,31	0,012	4,87

Примечание. Образцы 404, 950, 999, 1209 — горные породы палеозойского возраста, обр. 306 — ил. В этой и следующей таблицах $\bar{x}$ — среднее арифметическое содержание, V — коэффициент вариации.

Таблица 2

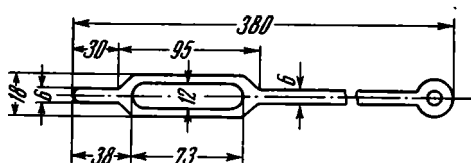
Среднее содержание $C_{орг}$ и CO_2 карбонатов в горных породах палеозойского возраста, определенное разными методами, % на воздушно-сухую пробу

Номер образца	Порода	Нерастворимый остаток, %	Метод Кюппа (ИГиРГИ)		Прокаливание в токе кислорода (трехкратная повторность)								На CHN-анализатора (ВИУА) по скорости выделения CO ₂ [6]		Оксиди- метричес- кий метод И. В. Тю- рина (Фунда- ментпроект)
			C _{орг}	CO ₂ карбонатов	при 500° С с катали- затором Co ₃ O ₄ без предварительного удаления карбонатов на приборе ГОУ-1 (НИИОСП)	на приборе АН-7529 (ВНИГНИ)									
						с катализатором Co ₃ O ₄ без предварительного удаления карбонатов				при 1100° С с пред- варительным удале- нием карбонатов, (время прокаливания 2—3 мин)					
						при 500° С (время прокаливания 5—8 мин)		докаливание при 1100° С (в течение 3—4 мин)							
					C _{орг}		C _{орг}		CO ₂ карбонатов		C _{орг}		C _{орг}	CO ₂ карбонатов	C _{орг}
$\bar{x}$	V	$\bar{x}$	V	$\bar{x}$	V	$\bar{x}$	V								
8	Уголь	—	57,37	0,24	55,10	0,008	57,88	0,025	0,99	0,091	54,76	0,032	58,39	0,00	—
286	Известняк	1,8	0,20	41,96	0,06	0,170	0,11	0,445	43,96	0,045	0,07	0,000	0,00	42,60	0,02
287	»	12,9	0,20	38,72	0,21	0,080	0,18	0,222	37,84	0,049	0,18	0,333	0,00	37,20	0,24
294	»	2,8	0,24	43,40	0,22	0,205	0,18	0,194	43,63	0,040	0,12	0,167	0,00	42,90	0,15
402	Песчаник	86,5	1,21	0,38	1,30	0,046	1,42	0,041	0,37	0,189	1,20	0,200	1,22	0,77	1,26
409	Глина	83,6	4,33	0,00	4,88	0,021	4,50	0,032	0,37	0,135	4,86	0,136	4,49	0,66	4,03
410	Уголь	72,5	26,27	0,10	25,00	0,016	27,87	0,046	0,73	0,068	21,27	0,081	28,24	0,00	—
412	Алевролит	84,4	0,31	0,00	0,40	0,050	0,42	0,057	0,29	0,206	0,45	0,067	0,32	0,22	0,87
657	Глина	78,3	1,06	0,82	1,45	0,000	1,59	0,065	0,70	0,071	1,11	0,027	1,35	0,59	0,98
1110	Известняк	14,2	0,87	35,68	0,91	0,143	0,76	0,075	38,14	0,033	0,47	0,532	0,97	35,60	1,02

Снижение температуры прокаливания с 1000—1100 до 500° С дает не менее чем двукратную экономию электроэнергии, продлевает срок службы оборудования и делает выполнение анализа более безопасным, так как исключает возможность вспышки обогащенных органическим веществом проб при их помещении в трубку для прокаливания. Вспышка опасна для аналитика и искажает результаты анализа, так как вызывает потерю части углекислого газа.

Катализатор закись-окись кобальта Co_3O_4 , выпускаемый отечественной промышленностью, не токсичен, не дефицитен и не дает нежелательных побочных эффектов. Помимо интенсификации окисления закись-окись кобальта также поглощает образующиеся при прокаливании окислы серы [1], что облегчает очистку газов после сжигания и увеличивает срок действия поглотителей газоанализатора. Стоимость катализатора составляет приблизительно 20 руб. за 1 кг (на один анализ расходуется не более 1 г). Катализатор берут по массе примерно в 30 раз больше массы органического вещества пробы и тщательно перемешивают с растертой в пудру пробой в лодочке для прокаливания.

Производительность экспресс-анализатора на углерод АН-7529 примерно вдвое выше, чем установки, использующей метод Кюппера. Время прокаливания составляет на



Фиг. 3. Рамка для помещения лодочки в трубку для прокаливания прибора АН-7529

первом этапе (при 500° С) 5—8 мин, на втором этапе (при 1100° С) 3—4 мин. Действие экспресс-анализатора основано на определении методом кулонометрического титрования количества углекислого газа, выделяющегося при прокаливании пробы. Содержание углерода автоматически показывается на табло прибора с учетом массы взятой пробы. Для пересчета на содержание CO_2 следует содержание углерода карбонатов, полученное на табло прибора АН-7529 на втором этапе прокаливания, умножить на коэффициент 3,66. Этот коэффициент рассчитан на основании атомных масс углерода и кислорода в молекуле CO_2 . Анализ образцов прокаливанием в два этапа целесообразно проводить партиями, переводя печь на соответствующий температурный режим. Лодочки с пробами между первым и вторым этапами прокаливания следует хранить в эксикаторе. Стандартный комплект поглотителей прибора АН-7529 необходимо дополнить сосудом с безводным хлористым кальцием или ангидроном для сушки газов (см. фиг. 1, 9). Поскольку при температуре 500° С трубка прокаливания в приборе остается темной, для удобства помещения лодочки в трубку прокаливания следует использовать специальную рамку, изготавливаемую из жаропрочной малоуглеродистой листовой стали толщиной ~2 мм. Размеры рамки (в мм) для стандартных фарфоровых лодочек длиной 80 мм и шириной 13 мм приведены на фиг. 3.

Для определения $\text{C}_{\text{орг}}$ необходима проба массой от 0,4—0,3 г при небольшом (1—3%) содержании $\text{C}_{\text{орг}}$ до 0,05—0,02 г при высоком (30—100%) его содержании. Масса пробы для определения CO_2 карбонатов составляет 0,2—0,4 г в зависимости от их содержания.

При анализе на приборе ГОУ-1 коэффициент вариации определений содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ составил в среднем 0,074 (табл. 2). Точность отсчета по шкале газоизмерительной бюретки прибора ГОУ-1 составляет около 0,15% при содержании в пробе 5% $\text{C}_{\text{орг}}$ и массе 0,15 г. При увеличении массы пробы точность отсчета повышается. При анализе на приборе АН-7529 коэффициент вариации определений содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ составил в среднем 0,056 и CO_2 карбонатов — 0,063 (табл. 1 и 2). Согласно данным, приведенным в паспорте прибора АН-7529, погрешность результатов при анализе проб, содержащих до 1,5% углерода, составляет не более 0,01% и при анализе проб, содержащих до 4% углерода, не более 0,05%. Опыт работы показывает, что прибор АН-7529 позволяет определять углерод и при более высоком (до 100%) его содержании в пробе.

Литература

1. Аташян С. М., Абрамян А. А. Закись-окись кобальта как катализатор сжигания и поглотитель окислов серы//Арм. хим. журн. 1971. Т. 24. № 8. С. 673—676.
2. Бетелев Н. П. Новый метод определения содержания органического вещества в грунтах и горных породах//Инж. геология. 1979. № 2. С. 105—110.
3. Бетелев Н. П. Определение содержания органического углерода в илах и горных породах прокаливанием проб в токе кислорода без предварительного удаления карбонатов//Литология и полез. ископаемые. 1981. № 5. С. 152—159.
4. Бушинский Г. И. Условия накопления сидеритов, виванитов и бурых железняков в болотах Белоруссии//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1946. Т. XXI (3). С. 65—80.
5. Кугучков Д. М. Минералогический состав засоленных почв Зеравшанской долины//Тр. Узбекск. с.-х. ин-та. 1960. Т. 13. С. 8—14.

6. *Срапеняц Р. А., Бродский Е. С., Клягин К. Н., Шевцова Л. К.* Экспрессное определение углерода в почвах методом сжигания// *Агрохимия*. 1979. № 7. С. 138—143.
7. *Стащук М. Ф.* Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968. С. 154—175.
8. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 501—511.
9. *Цветков А. И., Вальяшихина Е. П., Пилюн Г. О.* Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов. М.: Наука, 1964. 168 с.

НИИ оснований и подземных
сооружений Госстроя СССР,
Москва

Поступила в редакцию
6.III.1985

ХРОНИКА

УДК (0.9) : 552.5

НА XII МЕЖДУНАРОДНОМ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОМ КОНГРЕССЕ

ТИМОФЕЕВ П. П., ИЛЬИН А. В.

В конце августа 1986 г. в Канберре (Австралийский национальный университет) проходил очередной, XII Международный седиментологический конгресс, в работе которого участвовало около 900 человек. Наиболее многочисленной была делегация хозяев конгресса, немногим меньше — США, довольно представительными были делегации западноевропейских стран и Китая. На единственном пленарном заседании помимо официальной церемонии открытия было оглашено два доклада: Г. Ридинг представил широкий обзор различных фациальных моделей, разработанных в последние два-три десятилетия, а Р. Дойт в докладе с длинным непередаваемым заглавием в стихотворной форме обрисовал достижения и перспективы развития седиментологии, связав их с единением литостратиграфии и фациального анализа. По его мнению, это позволит приблизиться к построению количественных моделей, учитывающих как стохастические, так и детерминированные явления, а также периодические и эпизодические события различных масштабов.

Президент Американского общества палеонтологов и минералогов (ОЭПМ) Э. Клифтон познакомил делегатов с «Международной программой по осадочной геологии» — новым крупным научным международным геологическим проектом и призвал участвовать в нем. Генеральный секретарь XXVIII сессии МГК Б. Хеншоу сообщил о ходе подготовки к Вашингтонскому геологическому конгрессу.

Основная работа конгресса проходила на секционных заседаниях. Одновременно работало до 12—15 секций, на которых было заслушано 920 докладов. Общее число секций составило 28. По тематике доклады можно сгруппировать в несколько основных направлений.

1. Осадочные породы и современные осадки различных генетических типов.

2. Породы и осадки различного состава. В этой группе много докладов было посвящено проблеме доломитов, которые в большинстве случаев трактовались как породы, возникшие в результате диагенетической доломитизации. При этом в зависимости от глубины погружения первичных осадков доломитизация может осуществляться двумя путями. При неглубоком погружении, как, например, это имеет место для миоценовых отложений Флориды, агентом доломитизации являются геохимически активные воды, возникающие при смешении морской воды с пресной. При этом пресная вода поступает из неглубоко залегающего горизонта подземных вод, питающегося на близлежащем континенте и разгружающегося на дне моря довольно далеко (до 100—200 км) от береговой линии (так называемая модель ДОРАГ).

Глубокое погружение в целом способствует доломитизации. Так, Г. Фридман сообщил, что, по данным бурения, на юго-востоке США все палеозойские карбонатные отложения, лежащие на глубине более 3 км от поверхности, представлены исключительно доломитами с $\delta^{18}\text{O}$ в пределах $-6 \div -12\text{‰}$ и высокой температурой гомогенизации газово-жидких включений в седлообразных кристаллах доломита. Таким образом, монотонные доломитовые толщи, типичные для раннепалеозойских — позднедокембрийских отложений, можно интерпретировать как отложения древних шельфов или так называемых карбонатных платформ, устойчиво и относительно быстро погружавшихся, со сравнительно высокой скоростью седиментации и глубоко захороненных под толщей более молодых отложений. Отмечалось, что среди первичных известковых осадков осадки арагонитового состава более склонны к доломитизации, чем кальцитовые, и что в случае обилия органического вещества осадки дистальной части фациального профиля более подвержены доломитизации, чем проксимальной.

Доломитизация обычно уменьшает пористость, но увеличивает проницаемость пород. М. Кастнер считает, что эволюция карбонатонакопления, выражающаяся в обилии доломитов в позднедокембрийских и палеозойских отложениях и преобладании известняков в мезо- и кайнозойских отложениях, в определенной мере была обусловлена массовым развитием кокколитофорид и планктонных фораминифер.

3. Осадочные породы в историко-геологическом аспекте (архейские, протерозойские, фанерозойские). К. Эрикссон выделяет среди раннеархейских осадочных пород Южно-Африканского и Западно-Австралийского щитов несколько ассоциаций и считает, что уже в это время существовали устойчивые шельфы континентов, с одной стороны, и удаленные от них глубоководные бассейны — с другой. Континентальная седиментация началась 3,5 млрд. лет назад. Столь же древними являются эвапориты, в составе которых сульфаты кальция появляются лишь с середины протерозоя. В раннем архее формируются и биогенные осадки, в частности строматолитовые известняки.

4. Осадконакопление и полезные ископаемые. В этой группе докладов наиболь-

шее внимание уделялось фосфоритам, стратиформным полиметаллическим месторождениям — палеозойским «миссисипского» типа и среднепротерозойским гигантским месторождениям типа Брокен-Хилл и Маунт-Айза. Оба последних считаются ныне не эксталяционно-осадочными, приуроченными к глубоководным осадкам, а локализованными в сравнительно мелководных морских (Брокен-Хилл), либо озерных (Маунт-Айза) осадках, причем Pb—Zn-минерализация является диагенетической, возникшей при компактизации осадка, когда в результате отжимания поровой воды возникли металлоносные растворы.

Другие докладчики характеризовали специфические железомарганцевые либо «чисто» марганцевые корки на базальтах дна океана, а также кобальтовые корки, найденные в океане на вершинах некоторых подводных гор.

Что касается фосфоритов, то наиболее интересным был доклад, а также путеводитель экскурсии по бассейну Джорджина (авторы Дж. Шергольд и П. Саутгейт). Этот огромный бассейн изучен ныне достаточно основательно. Установлено, что возраст фосфоритовых залежей значительно варьирует от низов до верхов среднего кембрия. Таким образом, среди так называемых древних фосфоритов австралийские заметно более молодые. Установлено, что фосфатные хардграунды (тонкие, от 2—3 до 30—40 мм), фосфатизированные корки, с резко выраженной верхней границей и весьма постепенной нижней приурочены к верхним частям циклически повторяющихся серий, преимущественно карбонатного состава, мелеющих вверх по разрезу, так что непосредственно выше фосфатных хардграундов встречаются доломиты с псевдоморфозами галита. Фосфатные хардграунды составляют значительную по мощности часть разреза. Однако на самих месторождениях фосфориты сложены пеллетовыми либо бесструктурными разностями и соотношения их с областями развития хардграундов остаются еще не ясными.

5. Доклады, выделенные в секцию «На передовых рубежах седиментологии», касались в основном изучения физических свойств осадочных пород (пористости, проницаемости, скоростных свойств) на фоне восстановления диагенетической истории пород. При этом широко применяются новейшие аналитические приемы — выяснение состава газово-жидких включений, минералогии глинистой примеси, полимеризация органических соединений, датировка различных стадий диагенеза с помощью магнитометрических данных и т. п.

6. Наиболее многочисленными были доклады, в которых литостратиграфические разрезы тех или иных возрастов различного возраста анализировались с точки зрения выявления режима флуктуаций уровня моря (секция «Изменения уровня моря и их выражение в разрезах»).

Обзор этих весьма многочисленных докладов нельзя выполнить, не остановившись вначале на новых, часто употребляемых в этих случаях, терминах. Если вверх (либо вниз) по разрезу отложения становятся все более и более мелко- или, наоборот, глубоководными, то соответствующие разрезы называются *shallowing up* или *deepening up*. Для выяснения такой цикличности любого масштаба осадочные породы в самом первом приближении делятся на карбонатные и обломочные, некарбонатные, состоящие в основном из кремне содержащих минералов (*siliciclastics*). Карбонатные породы классифицируются только по Данхему, а все субаэральные образования независимо от происхождения именуются реголитом.

В разрезах обычно выделяются циклы 2-го порядка (по графику и терминологии П. Вейла), на которые накладываются циклы 3, 4 и 5-го порядков. Продолжительность их составляет соответственно 40, 9—10, 1—3 и 0,1—0,15 млн. лет. Циклы первого порядка, длительность которых составляет 100—150 млн. лет, обычно слишком велики для конкретных разрезов.

Циклы 1—3-го и частично 4-го порядков обусловлены изменением объема океанических бассейнов вследствие тектонических деформаций морского дна, например роста срединно-океанических хребтов. Некоторые циклы 4-го и большинство циклов 5-го порядков обусловлены периодическими измерениями климата, в частности чередованием ледниковых и межледниковых эпох. Следует отметить, что считать оледенения причиной эвстатических колебаний уровня моря можно лишь для кайнозоя, где установлены достаточно четкие совпадения между оледенениями и понижениями уровня моря, имевшими место 37,31, 16,5—13,5, 12,5—11,5, 11—9, 6,2—5,0, 3,4, и 2,6—2,4 млн. лет назад. Что касается более древних эпох, то в качестве альтернативной причины цикличности высоких порядков предполагаются внутримитные тектонические напряжения. Т. е., выражаясь по-старому, вертикальные тектонические движения.

Цикличность в разрезах, по мнению многих докладчиков, отсутствует лишь в тех редких случаях, когда темп тектонических погружений оказывается настолько высоким, что маскирует периодичность осадконакопления. В большинстве же случаев разрезы построены циклично, что в первом приближении выражается чередованием карбонатных и силикокластических отложений. Во многих разрезах реголиты верхней части мелеющих кверху разрезов содержат признаки эвапоритизации и палеопочв.

Рассматриваемый подход к анализу разрезов весьма перспективен. Установив общий характер цикличности и представив затем соответствующие изменения уровня моря, можно сконцентрировать внимание на определенных частях разреза и выявить новые, оставшиеся ранее незамеченными закономерности. Отметим в заключение, что в основе подобного подхода лежат работы П. Вейла, в частности его графики колебаний уровня моря для мезо- и кайнозоя.

7. Во многих докладах иллюстрировалась новая методика исследований. Запомнились палеоклиматические карты для мезозоя и кайнозоя, являющиеся одновременно прогнозными картами развития апвеллинга и распространения биопродуктивов, вычер-

ченные компьютерами на основе специальных программ. На первом этапе компьютер рассчитывает величины атмосферного давления, на втором — атмосферные циркуляции, на третьем — океанические циркуляции и т. п. Производят впечатление новые приборы — лазерные микронзонды, употребляющиеся, например, для изучения состава тонко-распыленных минеральных фаз и газовой-жидких включений. Интересны также результаты палеомагнитных датировок различных зон кор выветривания и стадий диагенеза.

Нельзя не отметить чрезвычайно высокий научный уровень докладов австралийских ученых, свидетельствующий об их больших достижениях, особенно в области изучения стратиформных месторождений, золотых и рифовых отложений, как современных, так и ископаемых, Тихого океана и т. п. Эти достижения еще не достаточно известны советским геологам, и информация о них в СССР может представить определенный интерес, в частности в отношении металлогении докембрийских отложений.

В данном кратком обзоре мы представили лишь далеко не полную информацию о научных результатах конгресса. К сожалению, советская делегация на нем была слишком малочисленной, чтобы участвовать во всех интересных секционных заседаниях и доложить на конгрессе о результатах разнообразных литологических исследований, проводящихся в нашей стране. Целесообразно делегировать на подобные крупные мировые научные форумы более представительные делегации.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
10.X.1986

УДК (0.9) : 552.5

У ВСЕСОЮЗНАЯ НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ «КОНКРЕЦИИ И КОНКРЕЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ДОКЕМБРИЯ»

ЗАРИЦКИЙ П. В., ГОЛОВЕНОК В. К.

У Всесоюзная научная конференция «Конкреции и конкреционный анализ докембрия», созданная по инициативе Межведомственного литологического комитета АН СССР, Научного совета по геологии докембрия АН СССР, ВСЕГЕИ и Харьковского государственного университета, была проведена Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР и ВСЕГЕИ 18—20 марта 1986 г. в г. Ленинграде.

Необходимость изучения конкреций в супракрустальных толщах докембрия возникла в связи с развертыванием программы крупномасштабного геологического картирования, поскольку конкреции играют роль реперных образований для стратиграфического расчленения, региональных и межрегиональных корреляций, а закономерности их эволюции во времени и роль в докембрийском рудообразовании создают базу для проведения обоснованных геологосъемочных, поисковых и прогнозных работ и для познания направления эволюции седиментогенеза, литогенеза и рудообразования в докембрии.

Решению этих задач и были посвящены заслушанные и обсужденные на конференции доклады по шести разделам проблемы «Конкреции и конкреционный анализ докембрия».

1. Распространение, вещественный состав, особенности локализации и генезис конкреций.

2. Роль и участие биологических факторов в формировании конкреций в докембрии.

3. Эволюция докембрийского конкрециообразования во времени.

4. Значение конкреций и конкреционных комплексов для расчленения и корреляции разрезов и палеогеографических реконструкций.

5. Роль конкреций в докембрийском рудообразовании.

6. Методика изучения конкреций в метаморфических породах.

В работе конференции участвовало более 50 человек от 20 учреждений и организаций из 12 городов страны, в том числе представители научных учреждений АН СССР, ее филиалов и отделений (Кольского, Карельского, Коми филиалов, Уральского научного центра, Сибирского отделения, Бурятского филиала СО), АН ЭССР, АН Киргизской ССР, научно-исследовательских и производственных организаций Мингео СССР (ВСЕГЕИ, ВНИГРИ, НПО «Океангеология», ПГО «Евзапгеология», «Архангельскгеология»), Московского, Ленинградского и Харьковского университетов.

К открытию конференции были опубликованы тезисы 33 докладов, 29 из которых были заслушаны на заседаниях, в обсуждении их приняли участие около 30 человек.

На первом заседании конференции в докладах «Докембрий и проблема „Конкреции и конкреционный анализ“» и «Конкреции и конкреционный анализ и их значение при изучении метаморфических пород» (П. В. Зарицкий) была обоснована постановка проблемы, охарактеризованы состояние и задачи изучения конкреций и применения конкреционного анализа в докембрийских метасадочных образованиях, указано, что применение конкреционного анализа к докембрийским образованиям должно осуществляться с учетом имеющихся сведений о направленной эволюции условий на поверхности нашей планеты с глубокого докембрия к фанерозою, а не простым перенесением выводов о закономерностях конкрециообразования в фанерозое на докембрий. Выражалась уверенность, что хотя работы по изучению образования и преобразования кон-

креций, применению конкреционного анализа в метаморфических породах докембрия только начать, они могут составить новую главу в развитии и дальнейшем совершенствовании конкреционного анализа, возможности которого далеко не исчерпаны и не ограничиваются только осадками и осадочными породами. Значение конкрециологии и конкреционного анализа, все еще не осознанное в должной мере литологами-осадочниками, тем более недооценивается пока исследователями докембрия.

В докладе «Историко-геологическая эволюция конкрециообразования» (А. В. Малецко) обосновано большое значение конкреций (после органических остатков) как литологических коррелятивов. Для конкреционных пород докембрия, лишенных или почти лишенных определенных органических остатков, роль конкреционных комплексов для расчленения и корреляции разрезов может быть очень велика.

Общим вопросам изучения конкреций в докембрии посвящены были также доклады: «Палеогеографические и палеотектонические обстановки накопления конкреционных отложений докембрия» и «Геологическое значение и методика изучения конкреций глубокометаморфизованных отложений докембрия» (В. З. Негруца, Т. В. Негруца). Примеры реконструкции диагенетических процессов и возможности выделения этапов конкрециообразования в общей эволюции докембрийского осадконакопления на Балтийском щите приводились в докладах В. А. Мележика, Н. Л. Балаболина и М. З. Абзалова, а также В. А. Мележика, А. А. Предковского и А. А. Басалаева. Описанию высокоглиноземистых конкреций как показателей диагенетического преобразования вещества в архее — раннем протерозое были посвящены доклады Е. Т. Боброва и И. Г. Щипакиной, а также В. К. Головенка, литологические особенности и условия образования фосфоритовых конкреций в докембрии освещены в докладе Н. А. Красильниковой, И. Г. Красильниковой и Н. И. Юдина, кремнистые конкреции как источник информации о древнем органическом мире — в докладе В. К. Головенка и др.

Весьма разнообразная тематика представленных на конференции названных выше и других докладов и их обсуждение продемонстрировало большое значение изучения конкреций докембрия, возможность решения тех же задач, что и для осадочных толщ фанерозоя. Вместе с тем было констатировано, что в целом конкреции докембрия изучены слабо. Отсутствуют обобщающие работы, не разработаны четкие критерии для разграничения метаморфогенных конкреций и метаконкреций, отличия тех и других от измененных метаморфизмом включений иной природы — валунов, галек, будин и др. Остаются нерешенными и другие вопросы конкрециообразования в докембрии и практического использования конкреционного анализа при изучении докембрийских метаосадочных толщ и их рудоносности.

Учитывая важное научное и практическое значение изучения конкреций и применения конкреционного анализа в докембрии, конференция в своем решении наметила направления и задачи дальнейших исследований в этой области. Кроме очевидных научных задач предусматривается и ряд мер по внедрению методики конкреционного анализа в практику геологосъемочных и поисково-разведочных работ, для чего рекомендуется: ввести разделы по изучению конкреций и методике конкреционного анализа в методические руководства по геологической съемке и поискам, включить специальные занятия по конкреционному анализу в программы курсов повышения квалификации геологов-практиков, провести всесоюзную школу по проблеме конкреционного анализа и др.

Очередную (VI) конференцию намечено посвятить изучению современных конкреций в океанах и морях, а также конкреционных образований в негеологических объектах (в продуктах керамической, стекольной и химической промышленности, в объектах биологических, медицинских, метеорологических и т. п.). Время и место проведения конференции предстоит определить секции «Конкреционный анализ и проблемы диагенеза» Межведомственного литологического комитета АН СССР.

Харьковский государственный
университет

Поступила в редакцию
30.VI.1986

VII ВСЕСОЮЗНАЯ ШКОЛА ПО МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ

САФАРОВА С. А., ЕРЕМЕЕВ В. В.

Институт океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР, Межведомственный литологический комитет, комиссия по проблемам Мирового океана в соответствии с планом, утвержденным Президиумом АН СССР и Госкомитетом по науке и технике, провели в г. Геленджике на базе Южного отделения Института океанологии с 17 по 23 апреля 1986 г. VII Всесоюзную школу по морской геологии.

Изучение Мирового океана на благо человечества с каждым годом расширяется. На данной школе было представлено 11 симпозиумов, где заслушано и обсуждено около 390 докладов: из них пленарных 45, секционных 250, стендовых 95. В работе приняли участие представители научных учреждений АН СССР, СО АН СССР, ДВНЦ АН СССР, Кольского филиала АН СССР, Молдавской АН, Грузинской АН, Министерства геологии СССР, Министерства газовой и нефтяной промышленности, Министерства высшего образования СССР, а также научно-производственные организации Южморгео, Севморгео, ВНИИгеофизика, Дальморнефтегазразведка, Сахалинморнефтегазпром и др. Всего участвовало свыше 400 человек из 60 организаций, 26 городов, 13 республик. Значительное число желающих не смогли принять участия из-за ограниченных возможностей размещения участников школы. Работа школы проходила на пленарных заседаниях, симпозиумах, широко использовались доклады на стендах. Большой интерес вызвали доклады А. С. Монины, А. П. Лисицына «Океанология и морская геология в 2000 году», доклад А. П. Лисицына «Новое в морской геологии», доклад А. С. Монины, П. П. Тимофеева, А. П. Лисицына «О первоочередных объектах советского глубоководного бурения» в связи с перестройкой бурового судна. Вокруг этого вопроса была организована дискуссия круглого стола. В докладе П. П. Тимофеева и В. Н. Холодова детально рассмотрена схема эволюции бассейнов седиментации в истории Земли. Существует несколько точек зрения на происхождение океанов. В большинстве докладов, которые касались древних океанов отмечалось, что они существовали уже в палеозое и процессы развития их были сходны с тем, что наблюдается сейчас. В отличие от этих представлений в докладе В. Н. Холодова отмечалось, что только в мезозое океанские бассейны по морфологическим характеристикам стали подобными современным океанам.

Интересными были сообщения о принципах анализа глобального рельефа и количественных моделях (С. С. Иванов), «О единой космической, геодинамической, геобиологической периодичности в эволюции» (С. Г. Неручев), «О фототелевизионном исследовании подводных гор» (В. С. Ястребов, А. М. Городницкий, А. А. Шрейдер), «О железомарганцевых рудах подводных гор» (Ю. А. Богданов, А. П. Лисицын, О. Г. Сорохтин, Л. П. Зоненшайн, В. М. Кулцов, А. М. Подражанский), а также о перспективах развития изотопной геохимии океана (Ю. А. Шуколюков), ядерной геохронологии (В. М. Кулцов). Новые представления об эволюции современных континентальных окраин в мезозое и кайнозое и ее отражении в осадочных геотектониках были сообщены Коноховым А. М. Все доклады, представленные на пленарных заседаниях, охватывали широкий спектр вопросов морской геологии.

Большой интерес и дискуссию вызвали доклады: Л. П. Зоненшайна, М. И. Кузьмина и Л. М. Натанова — «Тектоника плит СССР», А. Л. Книппера — «Офиолиты — геодинамический индикатор формирования океанической коры», Л. М. Натанова — «Геодинамическая карта СССР», В. Д. Чеховича, А. И. Ставского и М. А. Кононова — «Аккреционная тектоника», О. Г. Сорохтина — «Происхождение гайотов и геологические катастрофы». В этих докладах были продемонстрированы новые подходы и новые применения идей тектоники литосферных плит. Применение тектоники литосферных плит для решения вопросов литологии было рассмотрено в докладе А. П. Лисицына «Литология и геохимия океанских плит».

На симпозиумах «Палеоокеанология и роль океанских осадков в истории Земли», «Глобальные изменения уровня океана, лавинная седиментация и перерывы» были освещены проблемы литолого-стратиграфического расчленения осадков Мирового океана, методики литологического картирования и особо — реконструкции седиментации, климатической зональности, температуры и циркуляции древних океанов (Е. М. Емельянов, Э. С. Тримонис, М. А. Левитан, Г. И. Казанский, Г. И. Любушко, Блом Н. С., Шимкус К. М., Хрусталева Ю. П. и др.).

На симпозиуме им. П. Л. Безрукова «Полезные ископаемые океанов» было проведено конструктивное обсуждение актуальных проблем изучения и освоения минеральных ресурсов океана. Доложены новейшие результаты морских геологов в области детального изучения вещественного состава рудных и нерудных океанских образований, геохимии отдельных элементов, минералогии железомарганцевых конкреций и корок, фосфатных рудопоявлений, распространение и состав этих образований в различных районах Мирового океана. Это доклады И. М. Мирчинк, А. Н. Волкова, В. С. Шербакова, Г. Н. Батурина, Н. А. Лисицыной, В. С. Савенко, К. М. Шимкуса, О. Д. Корсакова, В. Я. Пьянкова, К. Н. Крамера, И. О. Мурдмаа, Н. С. Скорняковой, Н. Ф. Челищева, Г. В. Новикова и др.

Особое внимание было уделено на школе тектоническим проблемам. Помимо упомянутых выше докладов, а также доклада *Б. А. Соколова* «Тектоника плит, осадконакопление и нефтегазоносность», были затронуты вопросы внутриплитового магматизма и тектоники, ряд докладов посвящен описанию и комплексной интерпретации геологического строения подводных гор, а также палеобатиметрическим реконструкциям.

Геологии континентальных окраин были посвящены доклады *А. А. Геодекяна*, *А. И. Конохова*, *Я. П. Маловицкого*, *Ю. А. Лаврушина*, при этом особое внимание было направлено на процессы нефтегазоаккумуляции на пассивных окраинах материков.

Среди докладов, посвященных изучению гидротермальной деятельности и сульфидов на дне океана (специальная секция), преобладали региональные исследования океанических и островодужных гидротермальных систем и связанной с ними минерализации, сопоставление гидротермальной минерализации современных и древних океанов, геохимических, геофизических методов поиска гидротермальной деятельности и рудопроявлений, термодинамические, геофизические моделирования гидротермальных систем.

Следует отметить доклады *Г. Ю. Бугузовой* об особенностях гидротермально-осадочного рудогенеза в рифтовой зоне Красного моря, *А. П. Авдейко* с соавторами о современном вулканизме, подводных гидротермах и гидротермальном осадочном рудообразовании в океане.

Помимо общепринятой на сегодняшний день фильтрационной концепции формирования рудообразующих гидротерм в океане в нескольких докладах приводились доводы в пользу поставки рудного вещества в результате флюидно-магматической дифференциации. По ряду этих докладов были многочисленные вопросы и оживленная дискуссия.

Активно прошла работа секции «Биодифференциация осадочного вещества в океане». Изучению закономерностей седиментогенеза и геохимических процессов в устьевых областях рек были посвящены доклады *Ю. П. Хрусталева и др.* — «Особенности осадконакопления в Бенгальском заливе», *В. А. Чудаева* — «Речной сток и некоторые черты геохимии прибрежных вод Камчатки», *С. И. Козлова* — «Вынос микроэлементов стоком и их распределение в приустьевой зоне р. Дунай» и др. Заинтересованно были выслушаны сообщения *С. Б. Тамбиева* «Электронно-микроскопические исследования материка, собранного большой седиментационной ловушкой в Черном море»; *Ю. Г. Слепцова*, *В. М. Морозова*, *С. Я. Черноусова* — «Динамика некоторых гидрохимических и биологических параметров в северо-западной части Черного моря»; *В. Е. Артемьева*, *М. П. Нестеровой*, *А. К. Михайловой* — «Комплексные исследования органического вещества в устье р. Северная Двина и южной части Двинского залива» и др.

Необходимо заметить, что по сравнению с всесоюзным совещанием по этой тематике в Домбае (1983 г.) возросло внимание к изучению роли биоса в биохимическом круговороте элементов, расширился объем исследований потока пеллетного материала с помощью ловушек.

На школе были рассмотрены проблемы состава и происхождения разных видов твердых полезных ископаемых дна Мирового океана, аспекты их освоения, вопросы строения осадочного чехла на отдельных участках континентальных окраин СССР, методы их изучения, теоретические вопросы тектоники плит и развития океанов в прошлом, закономерностей седиментогенеза и геохимических процессов в устьевых областях рек, биодифференциации осадочного вещества в морях и океанах. Впервые на школе была представлена секция по морской гидрогеологии, на которой рассматривались различные аспекты методики изучения взаимодействия морских и подземных вод и результаты оценки подземного стока в некоторые моря (Балтийское, Каспийское, Аральское) и крупные озера (Байкал, Иссык-Куль и др.), по оценке подземного водного и солевого стока в Мировой океан, по исследованию процессов взаимодействия подземных и морских вод в различных природных условиях и др. (*И. С. Зекцера*, *Р. Г. Джамалова*, *С. А. Брусиловского*, *Г. М. Бергельсона*, *В. А. Друшин*, *Р. В. Мокрика* и др.).

На секции были также рассмотрены задачи дальнейших исследований в области морской гидрогеологии, в частности разработки методов прогноза изменений подземного водообмена суши и моря под влиянием естественных и антропогенных факторов, изучения роли подземного стока в морях и океанах в геологических процессах, и прежде всего в формировании месторождений полезных ископаемых, оценки влияния подземных вод на формирование химического, в том числе микрокомпонентного и газового состава морских вод, а также температурного режима придонного слоя воды и донных отложений. В рамках школы состоялось заседание секции «Сейсмостратиграфия», посвященное обсуждению темы «Синхронность и асинхронность сейсмических границ», организованное *А. Е. Шлезингером*. В работе секции приняли участие 70—80 специалистов из более 20 организаций Советского Союза. На школе были также освещены перспективные планы в области геолого-геофизических исследований, изотопной геохимии океанов, ядерной геохронологии, геологического исследования дна океана с подводными аппаратами на больших глубинах, фототелевизионных исследований, уникальных гидробарических работ, изучение железомарганцевых руд и их практического использования, разведка подводных запасов нефти и газа, изучение фосфоритов, а также развития в целом океанологии и морской геологии в перспективе на двенадцатую пятилетку и до 2000 г.

Таким образом, показ на школе законченных крупных обобщений и рабочего фактического материала свидетельствует о достаточно высоком уровне теоретических и практических исследований советских ученых в познании природы морей и океанов и протекающих в них геологических и геохимических процессов.

В решении VII Всесоюзной школы отмечена необходимость усилить координацию деятельности академических и ведомственных организаций по геологии морей и океанов, особенно в области изучения эндогенной металлогении океанов, металлоносных отложений, железомарганцевых конкреций, геологии нефти и газа, геофизических методов исследований океанов. Шире развернуть палеоокеанологические исследования на базе тектоники плит, объединив усилия морских и континентальных геологов, создавать математические модели океанской седиментации, развивать реконструкции палеосреды суши и океанов, разрабатывать современную аппаратуру для изучения морского дна.

VIII Всесоюзную школу по морской геологии намечено провести во второй половине апреля 1988 г. в г. Геленджике.

Институт океанологии АН СССР,
Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
26.IX.1986

ГЕОРГИЙ ФЕДОРОВИЧ РОЖКОВ

1 октября 1986 г. скоропостижно скончался доктор геолого-минералогических наук, заведующий отделом литологии и коллекторов ВНИГРИ Георгий Федорович Рожков.

Г. Ф. Рожков родился 15 ноября 1927 г. Пережил трудные дни блокады; с 15 лет начал в Ленинграде свою трудовую деятельность. В 1947—1948 гг. Г. Ф. Рожков работал коллектором во ВНИГРИ, затем служил в армии. После окончания в 1958 г. Горного института Г. Ф. Рожков работал во ВНИГРИ, пройдя путь от коллектора до заведующего отделом.

Г. Ф. Рожков был геологом-нефтяником широкого профиля, проводил исследования в разных регионах страны, от Средней Азии до Тимана. Особенно большой вклад был внесен им в разработку теории и методики дробного гранулометрического анализа. Им была усовершенствована методика производства анализа, созданы программы для статистической обработки данных на ЭВМ, предложена принципиально новая динамо-генетическая диаграмма. Свои теоретические и методические исследования Г. Ф. Рожков тесно связывал с решением актуальных практических задач нефтяной геологии — поисками зон выклинивания коллекторов и ловушек нефти и газа неантиклинального типа в терригенных отложениях. Его кандидатская диссертация, защищенная в 1967 г., была посвящена поискам зон выклинивания гранулярных коллекторов в отложениях нижнего мела Таджикской депрессии. Докторская диссертация была защищена в 1980 г. и называлась «Гранулометрия при поисках литологических ловушек нефти и газа».

Г. Ф. Рожковым и руководимым им коллективом было положено начало комплексированию литолого-палеогеографических и геофизических, в основном сейсмических, исследований при поисках неантиклинальных ловушек в терригенных отложениях. Разработанная методика комплексирования литолого-геофизических исследований для поисков неантиклинальных ловушек в палеозойских отложениях. Производственными организациями были приняты рекомендации по направлению работ в этом регионе с заложением глубоких скважин.

Г. Ф. Рожков — автор более 100 научных работ. За консультациями к нему обращались не только геологи-нефтяники, но и специалисты самого различного профиля, от инженеров-геологов до вулканологов. Все они получали не только исчерпывающие ответы, но и внимательное и доброжелательное отношение. В Горном институте Г. Ф. Рожков читал лекции для аспирантов ЮНЕСКО.

Ушел из жизни крупный ученый, полный творческих сил и замыслов. Светлая память о нем, его человеческих качествах и творческих достижениях навсегда сохранится в сердцах его сотрудников и всех знавших его людей.

Редколлегия журнала «Литология
и полезные ископаемые»

Межведомственный литологи-
ческий комитет
Всесоюзный нефтяной
научно-исследовательский
геологоразведочный институт

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом **через два интервала** с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляют в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Название фауны и все тексты, приводимые к иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обратить на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Латинские буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.
6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п., и т. д., 1 м, 2 кг), не допускается.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были проведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи на отдельном листе. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, страница, а для книг — издательство, место и год издания, страница.
10. Список литературы оставляется по алфавиту, слева указывается порядковый номер, на который в тексте ссылаются, указывая его в квадратных скобках.
11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз); например «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.
12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них подписывается фамилия автора, название статьи, и для фотографий, в случае необходимости «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.
13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением

всех условных знаков, имеющихсся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий, различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможно максимальном их уменьшении.

14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3-5, фигур-фото — не более 5-6.

15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты (2/3 страницы), отпечатанные на машинке в двух экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».

16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

EDITORIAL BOARD:

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

Адрес редакции:

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР
телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т. А. Шелепина

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 01.12.87	Подписано к печати 15.01.88	T-01812	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆
Высокая печать	Усл. печ. л. 12,6	Усл. кр.-отт. 12,3 тыс.	Уч.-изд. л. 15,2 Бум. л. 4,5
		Тираж 956 экз.	Зак. 4387

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»**ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ:**

ГЕОХИМИЯ ЛИТОГЕНЕЗА В УСЛОВИЯХ СЕРОВОДОРОДНОГО ЗАРАЖЕНИЯ (ЧЕРНОЕ МОРЕ). [ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АН СССР. ВЫП. 705]. 19 л. 3 р. 40 к.

В монографии по данным литолого-геохимических исследований глаубоководных голоценовых осадков Черного моря выделено два типа разрезов — замедленной биогенной и активной терригенной седиментации. Изученные современные планктоногенные осадки, формирующиеся в зоне сероводородного заражения, рассматриваются в качестве геохимической модели древних нефтематеринских отложений, горючих сланцев и металлоносных черносланцевых толщ.

Книга предназначена для литологов, геохимиков, нефтяников и металлогенистов.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СЕВЕРНЫХ МОРЕЙ. 17 л. 3 р. 40 к.

Без понимания истории развития океана невозможно развитие геологии на современном уровне. Для познания прошлого и предсказания будущего северных морей нужно понять механизм современных природных явлений. Вопросам воссоздания былых природных обстановок, среды обитания растений и животных, особенностей изменения биологической продуктивности полярных морей, вопросам оледенения, литологии осадочной части шельфа и др. посвящена настоящая книга. В работе также описаны различные методы морских палеогеографических исследований.

Издание рассчитано на геологов, литологов, палеоэкологов, палеогеографов, океанологов, гидробиологов.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ «КНИГА — ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»:

252030 Киев, ул. Пирогова, 4;

197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7;

117192 Москва, Мичуринский проспект, 12;

630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22.