ISSN 0024-497X





ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД МОСКВА 6 НОЯБРЬ- ДЕКАБРЬ

1992

СОДЕРЖАНИЕ

Дубинин А.В., Волков И.И. Геохимия донных осадков Восточно-Тихоокеанского под- нятия: общая характеристика металлоносности	3
Гершанович Д.Е. Потоки осадочного материала и современная седиментация на шельфе Африки	25
Гаврилов Ю.О., Соколова А.Л., Ципурский С.И. Терригенные отложения Центрального Кавказа в различных обстановках постдиагенетических преобразований (нижняя	
и средняя юра)	42
Горшков А.И., Дриц В.А., Путилина В.С., Покровская Е.В., Сивцов А.В. Природные и синтетические бёрнесситы	67
Фирсова С.О. Хлориты и хлоритоподобные минералы верхнезаонежской подсвиты Онежской мульды (Карелия)	82
Шапиро М.Н., Маркевич П.В., Гречин В.И., Константиновская Е.А. Верхнемеловые и нижнепалеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблемы источников	94
Авдонин В.В. 1 идротермально-осадочные породы колчеданно-полиметаллических месторождении Рудного Алтая	107

Краткие сообщения

Сочлев А.В., Подковыров В.Н. Изменения состава карбонатных пород и таксономичес-	
кого разнообразия строматолитов на протяжении позднего докембрия	119
Друщиц В.А., Шлезингер А.Е. Строение подводных конусов выноса по данным сейс-	
мических исследований	123
Сухи В. Штормовые карбонатные отложения в среднем девоне Баррандовского	
палеозоя (Центральная Чехия)	127

Хроника

Холодов В.Н., Машковцев Г.А., Недумов Р.И. Международное совещание "Геохимия	
экзогенно-эпигенетического и гидротермально-осадочного рудообразования памяти	
Е.М. Шмариовича"	131
Памяти Леонида Васильевича Пустовалова	133
Григорий Федорович Крашенинников	136
Владислав Андреевич Теняков	138
Содержание журнала за 1992 г	140

©Издательство "Наука"

[&]quot;Литология и полезные ископаемые", 1992 г.

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES MINISTRY OF GEOLOGY 6 NOVEMBER-DECEMBER

1992

CONTENTS

Dubinin A.V., Volkov I.I. Geochemistry of bottom sediments at the East Pacific elevation: general description of metaloccurrence.	3
Gershanovich D.E. Sedimentary matirial flows and recent sedimentation at the African shelf	25
Gavrilov Yu.O., Sokolova A.L., Tsipursky S.I. Terrigeneous sediments of the Central Caucasus in different conditions of the postdiagenetic transformation (the lower and	
middle Jurassic)	42
thetic bernessites	67
sin (Karelia)	82
and lower Paleocene sandstones in Kamchatka: composition and source problems Avdonin V.V. Hydrothermal sedimentary rocks of the pyrite-complex ore deposits of the	94
Rudny Altai	107

In Brief

Sochava A.V., Podkovyrov V.N. Change of the carbonate rocks composition and of the taxo-	
nomic variety of stromatolites during the late Precambrian	119
Drushchits V.A., Shlezinger A.Ye. The structure of submarine fans according to the data	
of seismic investigations	123
Sukhi V. Storm carbonate deposits in the middle Devonian of the Barrandoveck Paleozoic	
(Central part of Czechia)	127

Chronicle

Kholodov V.N., Mashkovtsev G.A., Nedumov R.I. The international conference "Geoche- mistry of exogenic-epigenetic and hydrothermal-sedimentary ore formation" organized	
in memory of Ye.M. Shmariovich	131
Memorial to Leonid Vasilyevich Pustovalov	133
Grigory Fyodorovich Krasheninnikov	136
Vladislav Andreevich Tenyakov	138
Contents of the Journal for 1992	140

УДК 550.4:551.35(265/266)

© 1992 Дубинин А.В., Волков И.И.

ГЕОХИМИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОДНЯТИЯ: ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАЛЛОНОСНОСТИ

Рассмотрены основные черты поведения Fe, Mn, Si, Al, Ti, P и CaCO₃, а также реакционноспособных форм Fe и Ti в осадках на профиле через 17° ю.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия. Отмечена поставка гидротермами в осадки Fe, Mn и Si. Отмечены значительная изменчивость (и ее характер) металлоносных осадков от оси хребта и зависимость состава от направления придонных течений, приводящая к асимметрии составов металлоносных осадков относительно оси хребта.

Образование металлоносных осадков прочно генетически связано с гидротермальным процессом в океанах и морях. Открытие в конце 70-х годов современных гидротермальных процессов в зонах зарождения океанской коры позволило непосредственно изучить состав гидротерм, их температуру, кислотность и другие параметры [23, 25, 29, 34, 35]. Главный итог этих исследований – доказательство значительного влияния источников гидротерм на геохимию осадочного процесса. Это влияние сказывается в различной мере в разных океанах, но наиболее широко оно проявляется в Тихом океане в форме широкого площадного развития металлоносных осадков в его юго-восточной части. Металлоносными принято называть отложения с содержанием Fe более 10% (на бескарбонатное вещество), представленного в виде рентгеноаморфных окислов и гётита, а также с повышенным содержанием Mn и других микроэлементов и пониженным - Al, Ti, Th, Ga и др. [1, 10]. Внимание к металлоносным осадкам в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) было привлечено во второй половине 60-х годов [21, 22]. Основные направления в исследовании металлоносных осадков ВТП сводились к изучению их распространенности, геохимии и источников металлов. В результате этих исследований было установлено, что металлоносные осадки формируются под влиянием трех факторов: 1) нормального пелагического фона; 2) собственно эндогенного вещества из гидротермальных источников; 3) гидрогенного вещества, захваченного из океанских вод в результате сорбции на гидроксидах Fe и Mn [1]. С выявлением основных источников вещества металлоносных осадков и закономерностей их формирования интерес к ним не уменьшился, поскольку металлоносные осадки можно рассматривать как своеобразную запись истории развития гидротермального процесса.

Цель данной работы – показать на новом материале основные закономерности формирования состава металлоносных осадков на профиле, пересекающем субширотно на 17° ю.ш. ВТП. Профиль осадков был получен на 19 станциях от Южной котловины до Перуанской котловины Тихого океана в результате работ в 26-м рейсе НИС "Академик Королев" (фиг. 1).

материал и методы исследования

Осадки профиля с запада на восток закономерно меняются от типичных красных глин Южной котловины Тихого океана через переходные и сильнокарбонатные разности металлоносных осадков западного фланга ВТП к слабокарбонатным металлоносным осадкам гребня ВТП, которые на восточном фланге вновь сменяются сильнокарбонатными металлоносными илами, металлоносными илами южной части депрессии Бауэр, карбонатными осадками Южно-Галапагосского поднятия с постепенным переходом к миопелагическим глинам Перуанской котловины. Литологический состав осадков на профиле показан на фиг. 2. В табл. 1 приведены координаты станций, глубина отбора и орудие отбора проб. Ниже приводится краткое описание донных отложений на профиле через ВТП.

Осадки Южной котловины Тихого океана. Осадки ст. 34 представлены красными глинами. Проба отобрана дночерпателем, мощность осадков 15 см, на поверхности глины включают конкреции.

Осадки ст. 35 отобраны трубкой большого диаметра и дночерпателем. Дночерпатель принес сильнокарбонатный (CaCO₃ 91–95%) ил светло-бежевого цвета с конкрециями, мощность осадка 15 см. Схедный по литологии осадок в верхней части колонки (гор. 0–10 см) был отобран трубкой. Ниже горизонта 10 см по резкой границе осадок представлен глинистым весьма однородным илом коричневого цвета с примесью карбонатов. На границе карбонатного и глинистого илов найдены марганцевые корки, представленные в нижней части более плотным осадком с вкрапленностью черных гидроксидов Mn, к верху переходящим в марганцевую корку толщиной 4–5 мм. На 'горизонтах 64–68, 158–159 и 165– 166 см имеются конкреции. Более детальные исследования методами рентгенофазового анализа и в шлифах илов этой станции на горизонте 22–40 см показали, что они представлены цеолитовыми (филлипситовыми) глинами с содержанием цеолитов до 40%. Глины содержат многочисленные стяжения гидроксидов Fe и Mn, микроконкреции, а также обломки костного фосфата.

Осадки ст. 36 отобраны трубкой большого диаметра, длина колонки 230 см,



Фиг. 1. Карта района исследования

Содержание элементов в осадках на профиле через 17° ю.ш. Восточно-Тихоокеанского подиятия, %

Горизонт, см	Fe	Fe _{peaкц}	Mn	Si	Al	Ті _{реакц}	Ti	P	CaCO3
		Cr. 34 (3	и 0°49'ю.ш	, 154°57'	з.д.), г	л. 4750 м,	Дч*	1	1
0-2	6.21	1.35	1.47	21.36	8.30	0.068	0.52	0.28	Не обн.
2-5	6.35	1.39	1.49	21.14	8.00	0.061	0.51	0.27	1.4
5-10	6.47	1,19	1.52	22.94	8.71	0.067	0.53	0.25	12.3
10-15	6.42	1.17	1.50	21.18	8.21	0.064	0.52	0.25	4.6
		Ст. 35 ()	29°36' ю.ц	149°58'	3. д.).	гл. 3880 м	. Пч		
2-15	0,34	0,20	0,09	1,20	0,40	0,002	0,015	0,05	91,3
		Ст. 35 (29)°36'ю.ш.	, 149°58' s	л.), г	п. 3880 м,	тбд*		
0-10	0,31	0,15	0,08	1,20	0,36	0,002	0,018	0,04	95,3
12-15	7,10	1,07	2,53	16,69	6,33	0,067	0,45	0,70	4,6
15-20	7,16	1,04	2,54	16,54	6,44	0,064	0,46	0,61	Не обн.
20-25	7,40	1,21	2,96	16,38	7,06	0,072	0,46	0,53	
40-45	6,80	1,28	3,01	13,89	5,22	0,063	0,40	0,55	**
60-64	7,98	1,69	3,33	13,78	5,04	0,055	0,40	0,55	
64-68	8,29	1,75	3,48	14,60	5,42	0,044	0,35	0,58	
70—75	8,35	2,09	3,64	12,54	4,68	0,055	0,36	0,55	
110-115	7,26	1,92	3,39	11,37	4,32	0,044	0,37	0,40	10,4
160-165	7,68	1,71	3,77	10,52	4,31	0,041	0,36	0,44	2,4
165-166	7,46	1,62	3,69	10,21	4,15	0,041	0,33	0,47	5,0
166-170	8,00	1,66	3,77	9,25	3,81	0,038	0,33	0,50	Не обн.
180-190	12,34	2,72	3,62	7,61	3,47	0,035	0,27	0,47	,,
		Ст. 36 (2	8°35'ю.ш	., 145°25'	з.д.), г	л. 4100 м,	тбд		
3-5	2.58	0.56	0.57	4.81	2.13	0.029	0.14	0.09	74.7
5-10	2.00	0.53	0.41	4.03	1.68	0.027	0.10	0.12	75.7
15-20	3.94	0.73	0.98	6.74	2.74	0.044	0.21	0.22	68.6
25-30	2.83	0.51	0.63	5.50	2.21	0.030	0.16	0.12	72.2
40-45	6.91	1.20	1.68	10.70	4.24	0.058	0.41	0.32	40.3
50-55	4.17	0.69	0.94	7.05	2.87	0.047	0.25	0.26	67.1
75-80	2,17	0,54	0,42	4,04	1.70	0,030	0.13	0.10	77.4
90-92	3,91	0,85	0.88	6.34	2.59	0.046	0.23	0.21	68.8
125-130	3,25	0,61	0,65	5,66	2.35	0,038	0.21	0.12	67.2
145-150	5,21	0,94	1,19	7,81	3,81	0,063	0.30	0.24	59.2
165-170	4,85	0,89	1,08	7,26	3,03	0,060	0,29	0,19	58,0
175-180	9,71	1,67	2,25	11,84	4,80	0,128	0,65	0,38	35.3
210-213	13,16	2,20	3,32	16,24	6,37	0,223	0,97	0,50	Следы
213-215	13,08	2,07	3,79	16,37	6,51	0,184	0,81	0,61	
215-220	13,72	2,03	3,74	15,55	6,14	0,221	0,85	0,57	
225-230	13,64	1,90	4,01	15,14	6,00	0,107	0,68	0,57	
		Cr. 41 (.	19°42' ю.и	., 121°46'	3.0.),	гл. 3550 м	, Дч	·	
0-1	1.21	1.04	0.23	0.82	0.29	0.010	0 012	0 13	82.6
1-3	1.16	1.21	0.23	0.81	0.29	0.014	0 012	0 15	88 1
3-6	1.15	0.99	0.22	0.81	0.25	0.013	0.019	0.04	88.0
6-10	1.11	0.95	0.21	0.79	0.28	0.010	0.017	0.23	88.8
10-15	1,15	0,90	0.24	0.73	0.31	0.010	0.014	0.17	90.6
		Cr. 41 (1	9°42'ю.ш.	., 121°46'	s.d.). z	л. 3550 м.	тбл	•,	
2-12	1 04	0.71	0 15	<u>η το</u>	0.24	0 A04	- -	A 10	92.4
20-25	1 22	0.84	0,13	0,33	0,20 A 20	0,000	0,010	0,10 A 14	94,4 Q4 Q
40-45	1 42	0,07	0,22	0,/7 Λ Q1	0,23	0,000	0,000	0,00	27,7 80 6
60-65	1 82	1 01	0 20	1 91	0,34 A 62	0,012	0,014	0,07	07,0 81 9
85-90	3 00	1 61	0,00	1,41 7 20	0,00	0,010	0,022	0,25	79 7
/*			~,~/	- , J V	v, 70	· • • • • • • • • • • • • • • • • • • •	0,040	v.JJ	10.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	·′10
105-110	2,93	1,52	0,60	2,30	0,93	0,036	0,068	0,30	' 76 ; 4
115-120	2,18	1,18	0,43	1,73	0,62	0,030	0,028	0,22	82,0
125-130	2,43	1,27	0,47	2,08	0,80	0,042	0,062	0,15	88,1
		Ст. 42 ()	18°50'ю.и	ı., 119°30'	э.д.),	ел. 3500 м	, Дч		
0-1	0,85	0,35	0,16	0,50	0,10	0,004	0,007	0,07	79,6
1-3	0,78	0,46	0,15	0,46	0,09	0,004	0,008	0,08	90,9
3-5	0,86	0,35	0,13	0,46	0,12	0,004	0,009	0,10	92,8
5-10	0,86	0,36	0,14	0,45	0,09	0,004	0,008	0,10	93,3
		Ст. 42 (1	8°50'ю.ш.	, 119°30' :	з.д.), г.	п. 3500 м,	тбд		
0-5	1,00	0,40	0,17	0,56	0,13	0,004	0,007	0,12	90,5
5-10	0,92	0,48	0,16	0,47	0,11	0,004	0,007	0,11	89,6
10-15	1,03	0,46	0,21	0,50	0,14	0,004	0,009	0,07	91,3
25-30	1,52	0,54	0,30	0,81	0,21	0,008	0,013	0,10	94,6
35-40	1,38	0,70	0,26	0,73	0,18	0,004	0,013	0,07	89,7
50-55	2,06	1,00	0,42	1,00	0,34	0,010	0,018	0,10	91,9
65-75 85 00	3,44	1,13	0,73	1,00	0,03	0,014	0,031	0,09	00,1 97 1
83-90 110-115	1,05	0,/1	0,37	1,01	0,34	0,010	0,017	0,00	01,1
160-165	2,10	1,07	0,01	1,30	0,30	0,011	0,039	0,10	86.1
230-235	2,05	0.66	0,45	0.52	0,47	0,010	0,024	0.07	92.9
255-260	0.98	0.39	0:14	0.52	0.09	0.004	0.010	0.10	96.8
300-310	0.76	0.44	0.09	0.32	0.04	Слепы	0.008	0,10	96.7
355-365	0.59	0.21	0.06	0.33	0.01		0.006	0.07	96.1
390-400	0,60	0.18	0.06	0.38	0.01	,,	0,004	0,07	95,5
	,	Ст. 43 (1	8°24'ю.ш	., 118°16'	э.д.), г	л. 3600 м,	тбд	•	
0-10	0.84	0.53	0.17	0.49	0.12	0.002	0.005	9 0.14	92.6
15-20	0.85	0.56	0.19	0.53	0.10	0.002	0.007	3 0.09	94.8
30-35	1.40	0.92	0.26	0.70	0.15	0.006	0.010	4 0,10	88,7
45-50	1,16	0,73	0,21	0,61	0,13	0,004	0,008	2 0,10	94,2
7075	1,49	0,86	0,27	0,77	0,16	0,007	0,011	3 0,13	86,8
85-90	1,37	0,73	0,21	0,62	0,18	0,005	0,009	9 0,10	92,3
110-120	1,14	0,88	V,16	0,54	0,07	0,006	0,008	3 0,13	92,5
120-130	2,76	1,48	0,57	1,37	0,45	0,015	0,021	90,13	90,2
150-155	0,79	0,38	0,08	0,33	0,01	0,002	0,006	4 0,10	92,5
175-180	1,00	0,50	0,13	0,45	0,04	0,002	0,008	1 0,10	94,8
185-190	1,77	0,82	0,24	0,64	0,25	0,003	0,012	0 0,09	86,9
195-205	3,91	1,80	0,77	1,69	0,74	0,019	0,032	1 0,10	81,7
215-220	1,80	0,93	0,28	0,84	0,33	0,007	0,016	3 0,07	85,8
230-235	1,17	0,83	0,21	0,55	0,20	0,004	0,010	/ 0,09	91,5
260-270	1,33	0,67	0,23	0,03	0,22	0,004	0,012	5 U,US	92,4
240-245	2,15	1,01	0,37	1,05	0,30	0,007	0,010	5 0,05 1 0.07	04,4
340-343	1,50	0,00	0,24	0,72	0,20	0,005	0,013	0,07 0010	91,J 88 5
460-470	1,55	0,01	0,23	0,04	0,22	0,005	0,012	7 0 05	88 3
500-515	1,07	0.48	0,24	0.43	0.12	0.003	0.009	2 0.07	90.3
000 010	-,	Ст. 44 (о,10 17°26'ю.и	u., 116°37'	' 3.∂.),	с,ссс гл. 3600 ж	с,ссэ. 1. Дч		,.
0-5	0 73	0 10	0 05	. 0.42	0 07	Спать	0 003	0 02	91 2
5-10	0,75	0,49	0,00	0,42 A 43	0,07	следы	0,002	0,02	90.6
5 10	0,07	9,00 - 45 - 1	••••		0,00	,,		0,00	20,0
0-10	911	UT. 43-1 (16-21' 10.1 2 50	ш., 113°17 1 ал	· 3.0.),	2. 0018 .ns	и, ТБД Л Л16	0 0 50	68.3
15-20	0,11 8 27	7,41 8 67	2,3U 2 A9	1 0/	0,09	0,013	0,013	5 U,3U A A 61	62.8
20-25	11 98	11 84	2,40	2,24	0,00	0 015	0,013	1 0,51	52.5
20 20	,.0	,07	5,,,,	2,27	0,01	3,013	0,017	- 0,07	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	•	•	•	•	•			'	
25-30	10,76	19,14	3,32	2,28	0,05	0,014	0,0128	0,63	60,2
35-40	10,97	8,91	3,15	2,04	0,12	0,020	0,0184	0,66	57,1
40-45	10,44	8,75	2,60	1,89	0,12	0,021	0,0109	0,79	00,0 46.5
55-60	9,05	7,44	2,24	1,90	0,14	0,020	0,02	0,00	64.8
85-90	ð,30 0.70	0,24	2,81	2,20	0,37	0,030	0,07	0,50	65 0
115-110	9,75	0,30 5.67	2,05	1,71	0,22	0,020	0,0203	0.21	67.0
115-120	0,01	5,07 7 19	2,12	1,00	0,37	0,042	0.04	0.50	57.7
124-130	9,40	6.28	1 71	6 59	1 85	0.224	0.34	0.36	40.4
148-153	10 72	7 22	2 92	4 56	1.25	0.059	0.19	0.69	57.3
154-165	12.17	7.78	2,71	9.66	2.33	0.208	0.47	0.42	33.7
165-170	10,91	6.81	2.72	6.55	1.60	0.218	0.29	0.54	34.7
180-190	10.38	6.22	2.62	9.62	2,66	0,231	0,35	0,41	34,1
190-200	8,18	4,65	1,42	8,54	2,53	0,200	0,37	0,55	40,9
		Ст. 45-2 ((16°22'ю.	u., 113°20	' 3.∂.),	гл. 3000 г	и, ТБД		
0-10	9,92	10,00	3,37	2,46	0,04	0,014	0,01	0,60	63,5
25-30	9,88	9,87	3,32	2,49	0,08	0,019	0,0154	0,67	53,8
66-75	9,37	8,48	2,82	2,19	0,05	0,014	0,01	0,52	57,5
95-100	9,93	8,14	2,99	1,98	0,06	0,022	0,01	0,51	59,3
140-145	11,34	8,84	2,47	2,54	0,17	0,021	0,02	0,81	51,8
150-160	13,09	10,33	3,39	2,54	0,06	0,010	0,02	1,11	49,7
200-205	9,61	6,64	2,63	1,86	0,08	0,014	0,01	0,35	66,1
260-270	11,07	7,36	3,93	1,79	0,04	0,022	0,01	0,51	57,9
276-280	9,95	6,97	2,86	1,82	0,09	0,017	0,01	0,60	57,1
310-320	11,19	7,96	3,26	2,15	0,11	0,018	0,02	0,72	51,7
365-365	11,81	8,23	3,45	2,08	0,09	0,012	0,01.	0,87	53,1
		Ст. 46 (1	6°00'ю.ш	., 112°30'	3.d.), a	л. 3100 м	, ТБД		
5-10	1,00	0,82	0,20	0,55	0,05	Следы	0,008	Не обн	. 86,7
10-20	1,17	1,01	0,26	0,54	0,05	0,002	0,003	0,08	93,4
30-40	1,24	1,15	0,27	0,61	0,03	0,002	0,006	Не обн.	89,4
50-60	1,34	1,04	0,32	0,55	0,07	Следы	0,004	0,08	94,4
70-80	1,38	1,30	0,36	0,52	0,01	,,	0,005	He obh	. 90,2
100-110	1,45	1,31	0,33	0,55	0,07	0,002	0,005	U,U8 Ma afin	94,U
140-150	1,33	1,3/	V,30 0.55	0,00	0,01	0,002	0,005	пеоон	. 70,/
210-220	2,25	2,24	0,30	0.88	0,00	0,004	0,000	,, 0 18	80,5
210-220	2,00	2,05	0,52	1 34	0,05	0,000	0 014	V,10 Не общ	86.8
280-290	2,00	2,54	0,00	1 09	0 12	0 011	0 011	ne oon	87.2
320-330	1,19	0.90	0.25	0.56	0.04	Следы	0.004	0.11	90.6
360-370	1.34	0.95	0,32	0,56	0,08		0,005	0,03	93,4
		Ст. 47 (1	5°32'ю.ш	., 111°29'	э.д.), i	л. 3250 м	, тбд	-	•
0-10	0.25	0.28	0.06	0.44	0.02	••	0.002	0.06	95.6
10-20	0.31	0.33	0.08	0.38	0.07		0.002	0.07	94.2
20-30	0.41	0.28	0.09	0,43	0.12	,,,	0,002	0.03	95,0
30-40	0,31	0,33	0,07	0,39	0,09		0,002	Не обн	. 94,5
55-65	0,34	0,25	0,08	0,42	0,15	,,	0,004	0,07	95,9
8799	0,67	0,52	0,18	0,46	0,07		0,005	0,05	90,5
130-140	0,41	0,32	0,10	0,41	0,07		0,006	0,05	92,7
165-170	0,56	0,46	0,13	0,41	0,07	,,,	0,008	0,05	93,5
210-220	0,69	0,51	0,17	0,44	0,09	,,	0,006	0,05	95,1
240-250	0,89	0,60	0,22	0,66	0,14	,,,	0,010	0,07	92,2
260-265	0,55	0,52	0,14	0,43	0,15	,,	0,006	0,03	90,4
270-275	0,82	0,58	0,19	0,53	0,04		0,007	0,03	93,1
280-285	0,83	0,68	0,19	0,49	0,06	**	0,005	0,05	94,8
330-335	0,67	0,46	0,17	0,41	0,04		0,005	Не обн	. 94.6

7

					r -				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	·			, , ,,					
380-390	0,74	0,62	0,18	0,43	0,04	,,	0,004	0,06	93,5
410-420	1,11	0,76	0,29	0,51	0,06	**	0,002	0,05	90;2
475—485	1,16	0,88	0,47	0,49	0,02	**	0,003	0,05	91,3
495-505	1,25	0,78	0,42	0,52	0,04	,,	0,004	0,06	89,2
510-520	1,30	0,81	0,42	0,49	0,06	,,	0,003	0,05	92,4
540-550	1,00	0,74	0,31	0,55	0,03	**	0,003	0,03	92,6
		Ст. 48 (14	°54' ю.ш.,	, 110°05' s	.д.), гл	. 3500 м,	тбд		
0-10	0.23	0.32	0.07	0.54	0.08		0.0033	0.06	93.7
25-35	0,20	0 40	0.06	0.45	0.10	,,	0.0046	Не обн.	87.6
55-65	0,22	0,40	0 12	0 53	0 14	,,	0.0058	0.05	94.6
33-03 00-100	0,45	0,42	0,12	0,55	0,14	"	0,0030	0,00	94 1
100 100	0.29	0 41	0 10	0,00	0,20	**	0,00/4	0,05	92.8
120-130	0,00	0,71	0,10	1 12	0,11	,, ,,	0 0125	0,00	91.6
135-145	0,90	0,72	0,30	1,13	0,37	0,004	0,0123	0.00	02.0
150-100	0,00	0,37	0,15	0,73	0,10	0,002	0,0003	0,00	92,9 00 7
170-180	0,68	0,57	0,21	U,/4	0,17	0,002	0,0077	0,00	30,1 07.0
185-190	0,49	0,57	0,14	0,54	0,10	0,002	0,0053	0,05	97,50
205-215	0,86	0,75	0,25	0,78	0,24	0,002	0,0089	0,03	93,1
225-230	0,46	0,41	0,13	0,48	0,12	Следы	0,0047	0,06	89,2
250-255	0,57	0,57	0,15	0,51	0,10	**	0,0058	0,03	94,6
280-290	0,41	0,49	0,09	0,40	0,08	"	0,0037	0,05	94,7
330-340	0,52	0,48	0,13	0,42,	0,05	**	0,0038	0,03	92,1
385-395	0,83	0,71	0,21	0,74	0,11	,,	0,0057	0,03	93,2
420-430	0,72	0,51	0,19	0,55	0,08	,,	0,0044	0,04	93,0
450-460	0,63	0,53	0,17	0,57	0,15	,,	0,0044	0,05	93,7
		Ст. 49 (15	5°03'ю.ш:	, 108°38':	э.д.), г.	п. 3600 м,	ПТ*		
0-10	0.20	0.23	0.05	0.54	0.12		0.0040	0.04	94.8
20-27	0.24	0.29	0.06	0.48	0.16	0.002	0.0028	0.05	96.0
27-35	0.36	0.35	0.11	0.63	0.21	0.002	0.0070	0.03	94.0
50-60	0.25	0.30	0.07	0.54	0.15	Слепы	0.0049	0.03	88.5
70-80	0 45	0.33	0.14	0.74	0.22	0.002	0.0053	0.04	82.2
90-100	0 32	0,00	0 08	0 51	0 18	Спеты	0,0050	0.07	96.7
105-115	0.86	0,20	0,00	1 23	0 44	0 005	0,0000	0 04	87.3
140-150	0,00	0,30	0,20	0.65	0,74	C	0,0120	0,04	973
140-150	0,40	0,42	0 16	0,05	0,15	0 002	0,0020	Ue of v	03 3
190 100	0,33	0,41	V,10 A AA	0,15	0,21	0,002	0,0055	HE OUR.	047
100-204	0,35	0,33	0,03	0,02	0,17	Следы	0,0000	,,	94,7
190-204	0,20	0,25	0,03 5°19' 0 m	V,4J 1070031	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	»» • • • • • • • • • • • • • • • • • • •	0,0034 ΠΤ	0,02	50,0
		01. 00 (1	0 17 10. u	., 107 05	,				
0-5	0,71	0,49	0,24	1,01	0,35	0,005	0,02	0,06	84,2
5-10	0,75	0,38	0,25	1,11	0,39	0,002	0,02	0,04	90,0
10-20	1,24	0,78	0,42	1,74	0,67	0,009	0,04	0,09	85,3
20-26	1,40	0,68	0,46	1,89	0,71	Не обн	. 0,05	∵v , 07	87,7
31-40	2,28	0,89	0,76	2,73	0,98	0,014	0,07	0,10	81,2
40-46	1,17	0,57	0,35	1,66	0,55	0,005	0,03	0,08	86,9
4555	1,17	0,74	0,34	1,67	0,52	0,007	0,03	0,10	89,5
67-75	1,93	0,77	0,54	2,11	0,71	0,009	0,04	0,20	83,6
78-84	2,53	0,74	0,72	2,62	0,88	0,005	0,05	0,07	86,0
90-100	2,50	0,80	0,69	1,69	0,54	0,005	0,03	0,11	86,2
106-115	4,20	1.37	1,20	1,97	0,71	0,007	0,05	0,14	75,8
115-123	5.23	1.99	1.50	2.00	0.68	0.010	0,05	0,15	76.1
123-132	4.70	1.37	1.30	1.71	0.55	0.007	0.04	0.15	80.2
140-150	5.28	Необи	1.46	1.88	0.53	Не обн	0.06	0.16	74.0
157-161	2.86	1.03	0.72	1.06	0.28	0.003	0.02	0.11	89.4
10. 101	2,00	- , • •		-,••	2,20	-,	-,	-,	, -

					_				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
		Ст. 51 ()	і 15°51'ю.ш		a.ð.), á	гл. 4000 м	, Лч		ſ
0 0	4 70	1 70	1 72	£ 00	1 00	0 0 20	,	0.42	67 E
0-2	4,72	1,72	1,73	5,89	1,98	0,030	0,08	0,43	57,5
2-5	4,78	1,44	1,76	6,04	1,95	0,025	0,09	0,52	58,9
57	4,92	1,69	1,81	6,35	2,03	0,031	0,09	0,53	59,7
7-10	5,50	1,77	2,07	6,80	2,05	0,029	0,10	0,45	50,3
10-15	5,90	1,68	2,27	7,25	2,20	0,028	0,11	0,91	46,4
		Ст. 51 (1	5°51'ю.ш.	., 104°30' :	s.d.), r.	л. 4000 м,	тбд		
0-5	10,30	2,62	4,16	9,75	2,85	0,037	0,19	0,96	24,7
5-10	10.70	2.63	4.32	8.91	2.58	0.032	0.16	0.85	19.9
10-15	11.31	2,29	4.55	8 18	2.41	0.028	0.16	1 00	20.2
15-25	10 22	2,27	4 02	9 13	2,11	0 034	0 16	0.80	20,2
15-23	10.00	2,37	2 01	9,15	2,50	0.019	0,10	0,07	20,2
2333	10,03	2,32	3,71	3,07	2,40	0,010	0,15	0,74	20,0
33-40	10,01	2,33	3,13	9,29	2,41	0,020	0,15	0,00	20,4
40-48	8,97	2,29	3,39	8,93	2,41	0,020	0,14	0,86	31,4
48-57	8,31	1,62	3,00	7,99	2,18	0,016	0,12	0,77	46,3
60-70	6,46	1,26	2,08	6,37	1,87	0,014	0,10	0,5 7.	50,7
70—80	6,11	1,25	1,84	5,71	1,61	0,014	0,08	0,50	61,3
90-100	4,44	0,94	1,15	3,95	1,22	0,006	0,06	0,27	62,0
100-105	3,53	0,77	0,85	2,92	0,98	0,004	0,04	0,30	76,6
		Ст. 52 (1	6°24'ю.ш	., 101°01'	s.d.), z	л. 3800 м,	Дч		
0-1	0.40	0.19	0.10	0.79	0.19	Слепы	0.0082	0.07	90.6
1-3	0.36	0.17	0.08	0.69	0.18		0.0064	0.11	89.6
10-15	0.31	0.14	0.07	0.60	0.40	,,	0.0062	0.09	93 3
	•,••	Cr. 52 (16	°24' 10.111.	. 101°01' s		", 1. 3800 м	тбл	•,••	20,0
. <i>.</i>			· - · · · · · · · · ·	,	,,				
2-5	0,35	0,15	0,08	0,69	0,22	**	0,0090	0,03	91,8
5-10	0,33	0,17	0,08	0,64	0,21	**	0,0080	0,02	96,3
10-15	0,30	0,16	0,07	0,76	0,17	**	0,0067	0,06	90,6
15-20	0,30	0,17	0,07	0,66 ·	0,18	**	0,0048	0,02	94,0
20-30	0,32	0,15	0,07	0,65	0,19	,,	0,0058	0,03	92,1
40-50	0,35	0,11	0,09	0,65	0,22	,,	0,0070	0,05	93,0
60-67	0,45	0,24	0,11	0,81	0,25	,,	0,0042	0,06	91,4
70-80	0,51	0,33	0,13	0,89	0,31	**	0,0100	0,07	94,6
		Cr. 53(1	6°58'ю.ш	., 97°45' з	.д.), гл	. 4150 м,	Дч		
0—5	3,60	0,92	0,99	7,39	2,55	0,024	0,11	0,50	65,1
		Cr. 54 (1	7°00' ю.ш	., 94°24' s	.d.), <i>г</i> /	а. 4000 м,	ПТ		
5-10	4,32	0,71	0,90	12,61	4,28	0,021	0,17	0,64	47,1
15-25	6,70	0,80	1,86	17,02	5,69	0,028	0,27	0,87	21,3
30-40	6,19	0,80	1,79	14,85	4,81	0,028	0.23	0.92	27.3
50-60	5.69	0.84	1.64	14.13	4.47	0.029	0.21	0.83	25.0
65-75	5.13	0.78	1.48	13.18	4.14	0.025	0.19	0.74	35.6
90-100	3.74	0.54	0.97	9.14	2.94	0.016	0 13	0.56	55.0
105-115	3 29	0 49	0.83	8 06	2 59	0.015	0 11	0,30	61 3
130-140	A 18	0,47	1 15	0,00	2,33	0,013	0.14	0,40	01,J 64.0
170-190	7 07	0,34	1,15	5,30	3,02	0,020	0,14	0,50	34,U
1/0-100	2,71	U,3U	U,/O	3,33 86000 -	1,82 - (ه	0,012	υ,υδ Π	U,30	08,9
• •		UI, 30 (1	J IJ 10.11	.,	.0.), ?/	1. 4000 M,	дч	_	
0-1	4,52	0,90	0,82	21,09	6,70	0,014	0,30	0,25	13,6
0-1	4,53	0,99	0,82	21,92	6,96	0,017	0,30	0,27	20,2
1-3	4,05	0,92	0,70	19,31	6,04	0,013	0,26	0,24	18,4
3-6	4,53	1,17	0,53	21,99	6,87	0,016	0,30	0,25	12,7
6-10	4,58	0,82	0,37	22,80	7,05	0,016	0,31	0,24	10,5

Габлица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	•	CI. 56 (13	3°15'ю.ш		++ .д.). гл.	4600 м. Т	тбД		•
5-10	5.57	0.84	0.82	19.60	6.20	0.017	0.36	0.28	(1.6
15-20	5.54	0.75	0.36	25.52	8.32	0.017	0.38	0.27	Спелы
25-30	5.26	0.77	0.75	23.39	7.55	0.017	0.36	0.31	4.1
35-45	5.36	0.74	0.28	25.20	8.18	0.017	0.37	0.29	Слепы
45-55	5.26	0.71	0.47	25.02	8.13	0.010	0.36	0.31	олоды
60-67	5.78	0.75	1.38	23.60	7.58	0.017	0.39	0.37	0.6
68-74	5.90	0.81	0.24	25.12	7.92	0.014	0.38	0.31	Спелы
80-85	5.81	0.66	0.09	25.16	8.13	0 011	0 37	0 30	следы
85-90	6.04	1.03	0.26	23.40	7.43	0.010	0.36	0.30	21
95-100	6.10	0.95	0.21	24.98	8.26	0.017	0 38	0 30	Спеты
110-120	5.78	1.00	0 59	24 38	£ 29	0 017	0 40	0,35	олоды
130-140	5.50	1.03	0.07	22,63	7.30	0.011	0 35	0 31	,, 0 4
140-150	5.80	0.82	0 18	25 44	8 38	0 010	0,35	0.28	Спеты
180-190	5.78	0.68	0.60	23.59	7 89	0,010	0,37	0,20	13.0
220-230	5.51	0.70	0.50	25 71	8 15	0 017	0,30	0,31	Спеты
245-255	5 50	0 71	1 05	25 26	8.04	0 017	0.38	0 32	оледы
260-270	6,06	0,97	0,49	22,45	7.20	0.019	0.37	0.29	,, 1.0

*Орудие отбора: Дч — дночерпатель; ТБД — трубка большого диаметра; ПТ — прямоточная трубка.

представлены карбонатно-глинистым илом кремово-коричневого цвета с постепенным переходом к низу колонки (с гор. 210–213 см) к существенно бескарбонатным глинистым разностям шоколадного цвета. На гор. 3–5, 92, 127, 159–162, 169, 178 и 214 см найдены конкреции.

Осадки западного фланга ВТП. Осадки ст. 41 были отобраны дночерпателем (0-15 см) и трубкой большго диаметра (длина колонки 130 см) и представлены металлоносным сильнокарбонатным илом (CaCO₃ 76-95%) светло-коричневого цвета. Структурно ст. 41 находится в районе западного продолжения зоны разлома о-ва Пасхи. Дночерпатель принес в верхнем слое осадков сильно измененные обломки базальтов, покрытые коркой гидроксидов Fe и Mn.

Осадки ст. 42 отбирались дночерпателем (0–10 см) и трубкой большого диаметра (0–400 см), они представлены довольно однородными металлоносными сильнокарбонатными илами (CaCO₃ 74–97%) с вариациями цвета от бежевого и светло-коричневого до шоколадного в зависимости от карбонатности осадка.

На ст. 43 трубкой большого диаметра отобрана колонка осадков длиной 515 см. Осадки представлены довольно однородными металлоносными сильнокарбонатными (CaCO₃ 82-95%) алевритовыми илами от светло-бежевого до шоколадного цвета.

Донные осадки ст. 44 отобраны дночерпателем (0–10 см) и представлены сильнокарбонатным илом (CaCO₃ 91%) светло-бежевого цвета.

Осевая часть Восточно-Тихоокеанского поднятия. В осевой части ВТП были отобраны две колонки осадков на ст. 45-1 и 45-2.

На ст. 45-1. трубкой большого диаметра была отобрана колонка осадков длиной 200 см. Трубка прошла, по-видимому, весь разрез осадков, поскольку наконечник ее был сильно погнут от удара о базальные породы. Осадки представлены металлоносными карбонатными и карбонатно-глинистыми илами (CaCO₃ 34-68%) темно-коричневого цвета. На гор. 85-90 см отмечена тонкая слоистость, обусловленная чередованием темных и более светлых (более карбонатных) слоев. Ниже гор. 135 см осадки станции существенно обогащены

эдафогенным базальтовым материалом. Осадки ст. 45-2 (длина колонки 365 см) отобраны трубкой большого диаметра и представлены однородным металлоносным карбонатным илом (CaCO₃ 50-66%) шоколадного цвета. Осадки станции весьма сходны с верхней пачкой осадков (до гор. 135 см) ст. 45-1.

Восточный склон ВТП. Осадки ст. 46 представлены металлоносным. сильнокарбонатным илом (CaCO₃ 81-94%) светло-коричневого цвета, довольно однородным. Длина колонки осадков, отобранных трубкой большого диаметра, 370 см.

Колонка осадков ст. 47 длиной 550 см отобрана трубкой большого диаметра и представлена однородным карбонатным илом светло-кремового цвета (CaCO₃ 89-96%). С гор. 210-220 см илы станции по определению относятся к металлоносным.

Осадки ст. 48 (колонка длиной 460 см, отобранная трубкой большого диаметра) представлены сильнокарбонатным алевритовым илом светло- и темно-коричневого цвета (CaCO₃ 88–97%), к низу колонки металлоносным.

Осадки ст. 49 отобраны прямоточной трубкой и представлены ненарушенной колонкой (длина 204 см) сильнокарбонатного (CaCO₃ 82-96%) ила бежевого и светло-коричневого цвета.

Микроскопическое исследования в шлифах осадков ст. 41-49 показали, что карбонатный материал в них представлен скелетами кокколитофорид и фораминифер с небольшим преобладанием в разных колонках тех или других. Фораминиферы не имеют существенных следов растворения. Гидроксиды Fe и Mn представлены в виде колломорфных сгустков, которых в осадках ст. 45-1 и 45-2 значительно больше, чем в осадках соседних станций.

Осадки ст. 50 представлены сильнокарбонатными (CaCO₃ 74-90%) алевритовыми металлоносными илами светло-коричневого цвета. Длина колонки осадков 161 см, отобрана прямоточной трубкой.

Депрессия Бауэр и Перуанская котловина. Осадки ст. 51 отбирались дночерпателем (0–15 см) и трубкой большого (105 см) диаметра и представляют собой глинисто-карбонатные и карбонатные (CaCO₃ 20–77%) металлоносные илы от темно-коричневого до шоколадного цвета. Следует отметить, что осадки, отобранные дночерпателем, имеют в 2 раза выше карбонатность, чем верхние горизонты осадков колонки (см. табл. 1). К низу колонки карбонатность осадков возрастает. В шлифах осадки станции представляют собой карбонатно-глинистый и глинисто-карбонатный илы с цеолитами (филлипсит), костным фосфатом, баритом и со стяжениями и микроконкрециями гидроксидов Fe и Mn. Карбонат в осадках этой станции представлен в значительной степени скелетами кокколитофорид, обломки скелетов фораминифер довольно редки.

Некоторое уменьшение глубины океана в пределах Южно-Галапагосского поднятия (ст. 52) приводит к увеличению карбонатности донных осадков, отобранных дночерпателем (0–15 см) и трубкой большего диаметра (80 см). Осадки представлены карбонатным илом бежевого или бежево-коричневого цвета (CaCO₃ 90–96%).

Осадки ст. 53 отобраны дночерпателем (0-5 см) в пределах Перуанской котловины (см. фиг. 1) и представлены металлоносным глинисто-карбонатным илом коричневого цвета. Под микроскопом карбонатная часть осадка представлена кокколитофоридами и фораминиферами, имеются стяжения гидроксидов Fe и Mn, цеолиты (рентгенофазовый анализ показал, что это филлипсит), барит и костный фосфат.

Колонка осадков длиной 180 см отобрана прямоточной трубкой на ст. 54. Осадки представляют собой глинисто-карбонатные илы темно-коричневого цвета, книзу (с гор. 90–100 см) переходящие в карбонатные (CaCO₃ до 69%). Под микроскопом карбонатная часть осадка представлена смесью фораминифер и



кокколитофорид. Кроме того, имеются кристаллы цеолитов (филлипсит) и их агрегаты, костный фосфат, барит, большое количество стяжений гидроксидов Fe и Mn.

Ст. 56 является последней и самой восточной станцией разреза. Она находится в Перуанской котловине в зоне развития миопелагических глин. Осадки станции были отобраны дночерпателем (0–10 см) и прямоточной трубкой (270 см) и представлены глинистым илом с примесью карбонатов, с большим количеством конкреций на гор. 0–6 см (см. фиг. 2).

методы исследования

В ходе 26-го рейса НИС "Академик Королев" из материала колонок и проб дночерпателей со станций профиля был отобран 251 образец донных осадков. Пробы были высушены. Одновременно во влажных пробах волюмометрическим методом аналитики В.С. Соколов и Т.П. Демидова определили содержание CaCO₃, как это описано в работе [17]. Влажные осадки обрабатывались также 3,5 N H₂SO₄ на холоду с последующим определением в вытяжке реакционноспо-12



Фиг. 2. Литологический состав осадков профиля через 17° ю.ш. ВТП

1-6 — осадки: 1 — карбонатные (CaCO₃ > 50%); 2 — слабокарбонатные (CaCO₃ 30-50%); 3 — глинистые; 4 — металлоносные карбонатные; 5 — металлоносные слабокарбонатные; 6 металлоносные; 7 — Fe-Mn-конкреции и корки; 8 — обломки эдафогенного материала; 9 базальт

собных форм Fe и Ti [2,16]. Исходя из данных, приведенных в работе [17], волюмометрический метод определения СаСО, из влажных проб может давать относительные отклонения результатов на 5-7% от баритового метода. Так как осадки центральной части профиля являются сильнокарбонатными (см. табл. 1), то погрешность в определении CaCO3 даже на 2-3% могла бы повлечь за собой значительные ошибки при пересчете на бескарбонатное вещество. Поэтому определение CaCO₃ в сильнокарбонатных осадках профиля было повторено гравиметрическим методом с точностью 0,1% в аналитической лаборатории Института океанологии. Анализ Fe, Mn, Si, Al, Ti и P проводился во всех образцах осадков профиля методом рентгенофлюоресцентного анализа (РФА) на 12-канальном квантометре СРМ-18. В качестве эталонов использовались стандартные образцы: СДО-1 "Терригенная глина", СДО-2 "Вулканотерригенный ил", СДО-3 "Известковый ил", стандартный обр. 2 "Руда железная керченская", стандартный обр. 44 "Руда марганцевая" и международные стандартные образцы: КН "Известняк" и ТВ "Сланец". В диапазоне определяемых содержаний погрешности анализа для Fe, Mn, Si, Al и Ti не превышали 2–7 отн.%, а для Р – 20%. Для проверки правильности анализа в части образцов был проведен полный химический анализ методами мокрой химии и РФА в ЦАЛ ГЕОХИ АН СССР. В сильнокарбонатных осадках ст. 41-44, 46-49, 52 и поверхностных пробах ст. 35 чувствительности рентгенофлюоресцентного анализа не хватило для определения Ті.

В сильнокарбонатных осадках ст. 41, 42, 44, 46, 47 и 35 Ті определяли эмиссионным слектральным анализом на спектрографе ДФС-13. При анализе использовали искусственные эталоны на основе CaCO₃, а также стандартные образцы СДО-3 и КН. Содержание титана определяли по линиям 2956,13 и 3199,9 Å. Погрешность анализа в определяемом диапазоне содержаний составила 14-23%.

В осадках сильнокарбонатных ст. 43, 48, 49 и 52 и отдельных образцах ст. 45-1 и 45-2 Ті определяли фотоколориметрическим методом с использованием образования желтой окраски комплексов титана с H_2O_2 в кислой среде [14]. Для создания кислотности среды и предотвращения выпадения в осадок. гипса вместо серной кислоты использовали азотную. Фотометрию проводили через синий светофильтр (λ = 400 нм). Чувствительность метода ~5 мкг/г, правильность анализа контролировалась стандартным образцом СДО-3.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основная особенность изучаемого профиля заключается в том, что он пересекает активную тектоническую структуру ВТП и как следствие – осадки, развитые в зоне ВТП, несут отпечаток гидротермальной деятельности. Это проявляется прежде всего в аномально высоких содержаниях Fe и Mn, что приводит к очень высоким величинам (Fe + Mn)/Ti и (Fe + Mn)/Al [10, 18] или к аномально низким – Al/(Al + Fe + Mn) [20]. Во всех случаях повышение первых двух отношений и понижение третьего может однозначно свидетельствовать о гидротермальном генезисе Fe и Mn. На фиг. 3 показано распределение на профиле (Fe + + Mn)/Ti и Al/(Al + Fe + Mn). Приведены средние значения по станциям, доверительный интервал равен стандартному отклонению. (Fe + Mn)/Ti-модуль достигает максимума на гребне ВТП, как и Al/(Al + Fe + Mn), – минимума, что говорит о близости источника и интенсивности поступления Fe и Mn. Исходя из величин (Fe + Mn)/Ti и Al/(Al + Fe + Mn), можно утверждать, что на всей длине профиля лишь осадки ст. 34 и 56, находящиеся на флангах, не претерпели гидротермального воздействия.

Фактором, наложенным на процесс рудоотложения в осевой зоне ВТП, является биогенное карбонатонакопление. Оно связано прежде всего с повышением уровня дна океана выше критической глубины карбонатонькопления, которая по данным, приведенным в работах [1, 8, 9, 11], меняется в Тихом океане (15-30° ю.ш.) в пределах 4750-4300 м, что значительно ниже обычных (3000-3600 м) выеот ВТП. В связи с этим на ВТП формируются металлоносные сильнокарбонатные осадки, содержание СаСО₃ в которых нередко выше 95%. На фиг. 4 показано распределение СаСОз на профиле в осадках, видна четкая приуроченность повышения в содержании СаСО3 к поднятиям океанского дна. Некоторое 45-1 и 45-2 снижение содержания карбоната в осадках осевых ст. можно связать с конкурирующим процессом поступления гидротермальных Fe и Mn. Для необходимого сопоставления содержаний определяемых элементов в различных по карбонатности осадках используется обычная процедура пересчета на бескарбонатное вещество. Применили этот прием и мы, в частности, для определения средних содержаний элементов по колонкам. С целью выяснить возможные количества элементов, связанных с карбонатом, Н.В. Беляевой боз применения химической очистки были отмыты скелеты фораминифер из сильнокарбонатных осадков станций восточного и западного флангов ВТП и скелеты фораминифер вида Globorotalia tumida menardii и нами проанализированы РФА с использованием синхротронного излучения. Результаты анализа, приведенные в табл. 2, оказались существенно выше таковых для скелетов фораминифер без применения химической очистки в Атлантическом океане [30]. Исходя из данных этой работы, большая часть Fe, Mn и P содержится в гидроксидных пленках фораминифер, а их более высокие содержания в Тихом океане являются следствием близости к источникам рудного вещества.

Наконец, нормальную пелагическую зональность в осадках профиля могут



Фиг. 3. Изменение средних по станциям значений (Fe + Mn)/Ti (a) и Al/(Al + Fe + Mn) (б) в осадках профиля. Доверительный интервал равен стандартному отклонению. Пунктиром показаны величины (Fe + Mn)/Ti = 25 и Al/(Al + Fe + Mn) = 0,4



Фиг. 4. Распределение СаСО₃ на профиле в осадках ВТП. Доверительный интервал равен стандартному отклонению

Таблица 2

Содержание элемент	0B B	образцах	скелетов	фораминифер,	%
--------------------	------	----------	----------	--------------	---

Но- мер стан- ции	Горизонт, см	Fe	Mn	Al	P ,
43	64-113	0,31	0,044	-	0,035
43	380-410	0,32	0,044	-	0,042
43	Globorotalia tumida menardii	0,29	0,052	-	0,043
46	90-109	0,38	0,072	-	0,029
47	340-368	0,049	0,054	-	0,041
48	60-85	0,067	0,021	-	0,039
Скеле тичес	еты фораминифер Атлан- кого океана [30]	0,010	0,014	0,023	0,037
Карбонатная матрица скелетов фораминифер Атлантического		0,0003	0,0007	0,0002	<0,0004
океан	ra [30]	•			

характеризовать лишь самая западная и восточная станции профиля (соответственно 34 и 56), не затронутые гидротермальным процессом.

Максимальные содержания Fe и Mn приурочены к оси ВТП (ст. 45-1 и 45-2) и достигают величин Fe > 20% и Mn > 6%¹. Обращает на себя внимание аномальное накопление Fe и Mn в осадках ст. 50 и 51 (депрессия Бауэр) и рост содержаний Fe и Mn в осадках некоторых станций восточного склона ВТП с глубиной (см. фиг. 5). Отмечаются также повышенные содержания Fe (до 14%) и Mn (до 4%) в нижних горизонтах ст. 35 и в толце осадков ст. 36 (Южная котловина). Вместе с тем осадки ряда станций западного и восточного склонов ВТП не отвечают по определению металлоносным, имея содержание Fe < 10%, несмотря на высокие значения (Fe + Mn)/Ті-модуля. Таким образом, если следовать опеределению металлоносных осадков, данному выше, распространение металлоносных осадков в районе ВТП не имеет непрерывного характера.

Содержание Al и Ti, принадлежащих к группе гидролизатов, в какой-то степени в осадках профиля контролируется литогенным материалом. Оговорка касается до 41% Al и до 75% Ті в осадках осевой части ВТП, которые могут быть нелитогенного происхождения и не находиться в силикатной матрице [4, 13]. На фиг. 5 показано распределение содержаний Аl на профиле через ВТП. Содержания АІ и Ті в осадках профиля быстро уменьшаются по направлению к оси ВТП от величин, характерных для пелагических глин (Al 8,0-8,7% и Ti 0,37-0,5%) до Al 0.04% и Ті 0.02% в металлоносных осалках оси ВТП. Такое уменьшение, очевидно, вызвано разбавлением литогенного материала карбонатным и гидротермальным материалом. Карбонатная матрица фораминифер содержит несопоставимые количества Al (см. табл. 2). Содержание же Al в гидротермальных растворах ВТП и Срединно-Атлантического хребта (САХ) составляет 51-413 мкг/кг, в среднем из 12 отдельных данных - 163 мкг/кг [23, 25, 29, 34, 35]. Величина Al/Fe (мкг/мг) в гидротермах колеблется от 0,049 до 7,3, в среднем составляет 2.8. Минимальные величины A1/Fe наблюдаются в осадках приосевых станций: в среднем для ст. 45-2 это 7,4, а для семи верхних горизонтов ст. 45-1 -8,8. Таким образом, доля гидротермальной поставки Al может постигать 32-38% от наблюдаемых в осадках содержаний, что близко (41%) к доле реакционноспособного Al в осадках оси ВТП [4, 13].

¹Здесь и далее приводимые значения содержаний элементов рассчитаны на бескарбонатное вещество.



Фиг. 5. Распределение Fe (a), Mn (б) и Al (в) (в пересчете на бескарбонатное вещество) в осадках на профиле через ВПП

l - Fe > 20%, Мпи Al > 6%; 2 - Fe 10–20%, Мп 2–6% и Al 1–6%; 3 - Fe < 10%, Мп < 2%, Al < 1%

Наложение гидротермальных процессов на нормальный пелагический фон наглядно показано на фиг. 6, где в координатах Fe-Mn-Al приведены составы осадков профиля через ВТП. Осадки западного фланга ВТП (ст. 41-44) гораздо боле железистые, чем осадки восточного фланга. Величины Fe/Mn и на западном и на восточном флангах увеличиваются с уменьшением доли Al, на западном фланге максимально до 9, на восточном до 5. Известно, что поведение растворенного Mn более консервативно в морской среде, чем поведение Fe. Повышение железистости у выхода гидротерм свидетельствует о меньшей устойчивости Fe в океанической воде. Снос Fe придонными течениями преимущественно западного направления [26, 27] приводит к более высоким величинам Fe/Mn в осадках на западном фланге. Зависимость Fe/Mn от содержания Al в осадках, причем не только от станции к станции, но и в осадках одной станции (например, ст. 50), свидетельствует, по-видимому, об интенсивности процесса гидротермальной поставки Fe и Mn. Чем больше поступает в придонную область гидротермальных Fe и Mn, тем интенсивнее их поставка в осадки и, следовательно, снижение содержаний Al, а из-за более консервативного поведения Mn происходит его удаление от мест выхода гидротерм. Величина Fe/Mn в осадках приосевых ст. 45-1 и 45-2 варьирует в пределах 2,8-5,8, в среднем 3,7 и 3,4 соответственно. В гидротермальных растворах ВТП и САХ Fe/Mn варьирует от 0,9 до 5,3, в среднем составляет 2,4 [23, 25, 29, 34, 35]. В осадках оси ВТП между 10 и 20° ю.ш. величина Fe/Mn довольно постоянна и, по данным многих авторов, варьирует в узких (2,5-4) пределах (см. фиг. 6). Следовательно, в осевой зоне ВТП идет преимущественное накопление Fe. Простое разбавление литогенной составляющей гидротермальных гидроксидов не приведет к изменению величи-



Фиг. 6. Составы осадков в районе ВТП в координатах Fe-Mn-Al

1 - ст. 36; 2 - ст. 41; 3 - ст. 42; 4 - ст. 43; 5 - ст. 44; 6 - ст. 45-1; 7 - ст. 45-2; 8 - ст. 46; 9 - ст. 47; 10 - ст. 48; 11 - ст. 49; 12 - ст. 50; 13 - ст. 51; 14 - ст. 52; 15 - ст. 53; области составов: 16 - ст. 36; 17 - ст. 51; $18 - 19 - \text{станции соответственно западного и восточного флангов ВТП. <math>20 - 27 - \text{осадки}$ ($20 - \text{профиля на 39^{\circ}}$ ю.ш. ВТП [31], $21 - \text{осевой части ВТП [22, 26], <math>22 - \text{депрессии Бауэр}$ [26, 28, 33], $23 - \text{котловины Беллинсгаузена [13], <math>24 - \text{Южно-Галапагосского поднятия [22, 28], <math>25 - \text{центрального бассейна Перуанской котловины [26], <math>26 - \text{Южной котловины [13], 27 - \text{Перуанской котловины [28]}$; $28 - \text{средние значения для станций на профиле через 17^{\circ}$ ю.ш. ВТП; 29 - базальт ВТП; 1 - Fe/Mn = 2,5; 11 - Fe/Mn = 4; 111 - Fe/Mn = 9; IV - A/(A1 + Fe + Mn) = 0,4

ны Fe/Mn, она близка к 4 и в пелагических красных глинах Южной котловины (см. фиг. 6). Примесь эдафогенного базальтового материала заметно должна изменить Fe/Mn в нижних горизонтах ст. 45-1. Однако в этом случае изменение состава идет в направлении состава базальта (см. фиг. 6). Таким образом, только различия в поведении гидротермальных Fe и Mn в океанской воде могут приводить к наблюдаемым вариациям состава в осадках сси и флангов ВТП.

Осадки депрессии Бауэр по сравнению с осадками восточного фланга ВТП обогащены Мп (см. фиг. 6). Причем величина Fe/Mn направленно растет сверху вниз по колонке одновременно с карбонатностью. Это приводит к тому, что нижние горизонты колонки осадков (начиная с 60–70 см) по соотношению Fe, Mn и Al не отличаются от осадков восточного склона. Причины аномальности осадков депрессии Бауэр многие авторы видят в том, что она служит своеобразной ловушкой для гидротермальных Fe и Mn. Подсчет абсолютных масс исключил независимый источник для гидротермальных Fe и Mn. Для депрессии Бауэр существует уникальная возможность накопления Fe и Mn в условиях пониженных скоростей осадконакопления и ограниченной возможности поступления литогенного материала [24, 28, 32, 33].

Понижено значение Fe/Mn в осадках ст. 35, представленных цеолитовыми глинами, к низу колонки с увеличением (Fe + Mn)/Ті или уменьшением Al/(Al + + Fe + Mn), Fe/Mn увеличивается. Природа накопления Fe и Mn в осадках ст. 35, возможно, во многом сходна с осадками депрессии Бауэр.

Источником поступления кремния в осадки профиля может быть литогенный материал (в виде алюмосиликатов, кварца), биогенный материал (в виде SiO₂ аморфного кремнистых скелетов организмов) и, наконец, гидротермальный материал. О поведении кремния в осадках профиля можно судить по взаимоотношениям с другими двумя "литогенными" элементами – Al и Ti (фиг. 7). Профиль поделен осью хребта на западную и восточную части, донные отложения которых показаны на фиг. 7, а и б соответственно. Приведены средние значения для станций и показаны вариации составов осадков отдельных станций в координатах Si-Al-10Ti. По величине Si/Al и Al/Ti большинство осадков профиля вполне соответствует таковым для глин и карбонатов платформ кайнозоя. И лишь приосевые ст. 42-47 имеют в своем составе избыточный кремний, максимум которого приурочен к оси хребта. Поскольку профиль субширотный и не находится в зоне биогенного кремненакопления, избыток кремния можно отнести только за счет гидротермального источника. Значения Si/Al в осевых ст. 45-1 и 45-2 часто выше 20 при содержаниях кремния 4,1-6,7%. Вторая интересная деталь, которая видна из фиг. 7, касается Ті: осадки западной части профиля имеют в целом более высокие содержания Ті относительно Si и Al. Это объясняется либо, ростом содержаний реакционноспособного Ti, что является в свою очередь следствием более высокого содержания Fe, либо увеличением пелагичности осадков профиля.

Распределение Fe_{peakц}/Fe и Ti_{peakц}/Ti в осадках на профиле показано на фиг. 8. В осевой зоне Fe_{peakц}/Fe достигает своих максимальных (до 94%) значений, уменьшаясь к флангам профиля до 18–20% в осадках Южной котловины и до 14–16% в осадках Перуанской котловины. В колонках осадков сходного генезиса значение Fe_{peakц}/Fe максимально на поверхности и уменьшается с глубиной. С ростом в глубину колонки осадков доли гидротермальных Fe и Mn эти соотношения нарушаются (пример ст. 35). Уменьшение доли реакционноспособного Fe с глубиной объясняется раскристаллизацией его гидроксидов вследствие старения [2, 16]. Выходы гидротерм на оси ВТП маркируются в осадках ближайших станций содержанием Fe_{peakц}, равным валовому, и, следовательно, могут быть индикатором близости выхода гидротерм к поверхности дна. Обращает на себя внимание высокое (66% в среднем по колонке) содержание Fe_{peaku}



Фиг. 7. Составы осадков западной (a) и восточной (б) частей профиля через 17° ю.ш. ВТЛ на диаграмме в координатах Si-Al-10×Ti

1 - ст. 34 и 54; 2 - ст. 35 и 52; 3 - ст. 36 и 51; 4 - ст. 41 и 50; 5 - ст. 42 и 49; 6 - ст. 43 и 48; 7 - ст. 44 и 47; 8 - ст. 45-2 и 46; 9 - средние составы осадков по станциям; 10 - ст. 45-1; I - Si/A1 = 2,6 и Al/Ti = 18,9 для глин платформ кайнозоя; II - Si/A1 = 5,2 и Al/Ti = 14,7 для карбонатов платформ кайнозоя [15]; III - Si/A1 = 2,7 и Al/Ti = 9,9 для базальтов ВТП [6, 12]



Фиг. 8. Изменение средних по станциям Fe_{peaku}/Fe (1) и Тi_{peaku}/Ti (2) в осадках на профиле через 17°ю.ш. СТП

в осадках ст. 41, которая находится в зоне западного продолжения трансформных разломов о-ва Пасхи. На ее поверхности были найдены обломки базальта, свидетельствующие о близости его обнажения. В зоне трансформных разломов вполне возможна гидротермальная активность, которая уже наблюдалась и описана в работе [13].

Распределение в осадках реакционноспособного Ті впервые приводится для осадков на профиле через ВТП, в целом подтверждая выводы, сделанные на основании изучения распределения реакционноспособного Fe (см. фиг. 8). Подтверждены две положительные аномалии в осадках осевых станций и ст. 41. Исходя из величины содержаний Ті в осадках ВТП, он не является макроэлементом, особенно в осадках оси и флангов ВТП, содержания Ті в которых варьируют на уровне 0,01 – 0,001% (без пересчета на бескарбонатное вещество). Поэтому сходное поведение величин Fe реакц/Ге и Ті может объясняться сорбцией Ті из океанских вод взвесью гидроксидов Fe, что предопределяет повышенное



Фиг. 9. Распределение средних по станциям содержаний фосфора (1) и величины Р/Fе_{реакц} (2) в осадках на профиле через ВТП. Доверительный интервал соответствует стандартному отклонению

содержание Ті (относительно Si и Al) в осадках западного фланга ВТП (см. фиг. 7). Из приведенных данных (см. табл. 1) видно, что при содержаниях Fe_{вал} < < 1% (в осадках ст. 47, 48, 49) иногда содержание Fe_{вал} меньше Fe_{реаки}. Это наблюдается и для Ті, содержания которого много ниже. Причины этих расхождений могут быть отнесены за счет определения валовых и реакционноспособных форм из разных проб. Илы депрессии Бауэр имеют довольно низкие величины: Fереакц/Fe = 0,25 и Тіреакц/Ті = 0,20, подтверждся идею о пассивном накоплении Fe и Mn. Очень сложно найти источник повышенных содержаний Fe и Mn в осадках ст. 35 и 36. В пользу гипотезы о гидротермальном влиянии на осадки этих станций свидетельствуют величины (Fe + Mn)/Ті (см. фиг. 3) и Al/(Al + Fe + Mn) (см. фиг. 3,6), содержание Fe до 14% и Mn до 2,7%, а также содержание и состав редкоземельных элементов, близкие к таковым в илах депрессии Бауэр [5]. Величины Гереакц/Ге, Тіреакц/Ті в осадках ст. 35 и 36 довольно низки (соответственно для ст. 35 – 0,24 и 0,13, а для ст. 36 – 0,18 и 0,21). Соотношения Al, Si и Ti в осадках ст. 36 близки к таковым в базальтах ВТП (см. фиг. 7). Возможно, осадки этих станций не являются современными.

Распределение средних содержаний фосфора в осадках на профиле показано на фиг. 9. Фосфор в осадках может находиться в составе: 1) органического вещества (ОВ); 2) костного фосфата; 3) в сорбированном виде на гидроксидах Fe. Первая форма преобладает в богатых ОВ прибрежных восстановленных осадках. Осадки изучаемого профиля относятся к окисленным пелагическим разностям с незначительным количеством OB. Опыт изучения поведения фосфора в осадках трансокеанского профиля [3] показываст заметное уменьшение его содержания, связанного с ОВ, при переходе в пелагиаль. В пелагических осадках с малым количеством ОВ и низкими скоростями осадконакопления форфор находится в виде костного фосфата и в какой-то степени в сорбированном состоянии на гидроксидах Fe. В металлоносных осадках фосфор накапливается в основном за счет сорбций на гидротермальных гидроксидах Fe из океанской воды [19]. Костный фосфат в больших количествах обнаружен при изучении в шлифах осадков цеолитовых красных глин ст. 35, осадков депрессии Бауэр и Перуанской котловины. Значительное (до 1,5%) количество форфора в осадках оси и флангов ВТП (см. фиг. 9), по-видимому, связано с сорбицией на гидроксидах Fe.

Для оценки вклада различных источников в общее содержание фосфора, кроме сорбированного на гидроксидах Fe, содержание фосфора в осадках профиля было нормализовано на содержание Fepeaku (см. фиг. 9). В осадках оси и

Средние	содер	жания	элементо)В В	осадка	ax	станции	45-1,	
приведенны	ена	бескар	бонатное	вещ	ество,	H	базальте	BTΠ,	%

		Базальт		
Элемент	0-60 (7)	85-130 (4)	135-200 (6)	ВТП [6, 12]
Fe	25,5±1,3	24,7±2,3	17,6±4,0	8,93
Feneration	23,1±1,8	17,5±5,6	11,2±3,1	_
Mn	7,3±0,8	7,3±0,7	4,1±1,5	0,14
Si	5,3±0,5	5,4±1,0	12,6±2,2	23,19
A1	0,23±0,13	0,87±0,75	3,4±0,7	8,47
Ti	0,04±0.01	0,13±0,02	0,55±0,11	0,86
Tinearu	0,043±0,009	0,10±0,02	0,31±0,09	_
P	1,58±0,25	1,23±0,43	0,87±0,39	0,06
CaCO ₃	61,1±5,3	63,6 ±4,1	40,2±9,0	_

Примечания. 1. В скобках приведено число осредненных горизонтов. 2. Доверительный интервал равен стандартному отклонению.

флангов ВТП величина Р/Гереакц близка к 0,10 и, по-видимому, отражает сорбционные возможности гидроксидов Fe при данных скоростях осадконакопления (>2,5 мм за 1000 лет). Повышение величин Р/Гереакц к флангам профиля связано с накоплением фосфора как в виде костного фосфата, так и на гидроксидах Fe. Положительная аномалия в восточной части профиля предположительно может быть связана с увеличением содержания костного фосфата в осадках в связи с высокой биопродуктивностью в зоне Перуанского апвеллинга. Расположенные восточнее ст. 56 осадки ст. 57 уже содержали повышенные (до 1%) концентрации OB [7].

Выше мы рассмотрели поведение элементов на профиле осадков через 17° ВТП в условиях наложения на нормальный пелагический фон процессов гидротермальной деятельности. Очевидно, что в осадках оси и флангов ВТП Fe и Mn котролируются гидротермальной поставкой. То же в осевой зоне характерно и для кремния. Алюминий и титан имеют смешанный литогенно-гидрогенный генезис: для первого, по-видимому, превалирует литогенная компонетна, для второго на оси и флангах - гидрогенная компонента. Фосфор в быстронакапливающихся металлоносных осадках также в основном гидрогенного генезиса. Можно вылелить пять основных источников вешества в осалках: биогенный, литогенный, гидрогенный, гидротермальный и эдафогенный. Первые три представляют пелагический фон. Строго говоря, но один из рассматриваемых элементов в осадках профиля не контролируется одним источником. Например, ввиду значительных различий в типах осадков на профиле литогенно-гидрогенная поставка Fe. превалирующая в осалках Южной котловины, становится в силу интенсивности гидротермальной поставки незначительной в осадках оси и флангов ВТП. Влияние эдафогенного источника на состав металлоносных осадков покажем на примере осадков приосевой ст. 54-1.

Осадки ст. 45-1 представлены колонкой металлоносного ила глубиной 2 м. К низу колонки осадков (с гор. 135 см) обнаружены стекловатые обломки базальных пород. Это сказывается на химическом составе илов и прежде всего на содержаниях Al и Ti – инертных в гидротермальном процессе элементов. Из 17 проб вдоль колонки осадков можно выделить три пачки (см. табл. 3). Верхний горизонт (0-60 см) представляет собой металлоносный ил, сходный с таковым на ст. 45-2, без заметного влияния эдафогенного материала. Хотя стекловатые обломки коренных пород появляются с гор. 135 см, уже в пачке осадков на

гор. 85–130 см значительно возрастают содержания Al (в 4 раза) и Ti (в 3 раза). Остальные элементы заметного изменения в содержаниях не показывают. В третьей пачке (гор. 135-200 см) присутствие эдафогенного материала приводит к увеличению содержаний Si, Al и Ti, а также к уменьшению - Fe, Mn, P и, возможно, СаСО₃. На гор. 119-140 см была определена пиритная сера с близким базальтовому δ³⁴S, равным 0,4‰ [7]. На треугольной диаграмме в координатах Fe-Mn-Al отчетливо видно изменение составов осадков ст. 45-1 в направлении состава базальта ВТП (см. фиг. 6). С увеличением эдафогенной компоненты (критерий – содержание Al) увеличивается также значение Fe/Mn. Если содержание Al в осалках повышается (сверху вниз) почти в 15 раз, Ті в 14 раз, то Si только в 2.4 раза (см. табл. 3). При этом из фиг. 7 видно, что величина Al/Ti меняется в небольших пределах (в среднем 6,1), а точки составов илов сдвигаются к составу базальта ВТП. Однако состав базальта несколько обеднен титаном (Al/Ti = = 9,85). По-видимому, обогащение осадков Ті относительно базальта связано с его сорбцией на гидроксидах Fe из океанской воды. Таким образом, участие в осадконакоплении базальтового материала оказывает прежде всего существенное влияние на содержание Al и Ti и в результате формируются металлоносные илы с их аномально высокими содержаниями.

* * *

На основании изложенного выше следует отметить, что область развития металлоносных осадков и их металлоносность не имеют непрерывного характера, а изменяются как по вертикали, так и по горизонтали. Если поставка гидротермами Fe, Mn и Si в осадки осевой части ВТП очевидна, то поведение Ti, как и P, видимо, в большей степени определяется сорбционным процессом на гидроксидах Fe из океанской воды. Лишь Al – наиболее "литогенный" элемент в металлоносных осадках. Состав металлоносных осадков (соотношения Fe/Mn, Si/Al и Al/Ti) также довольно изменчив и определяется как близостью к источнику гидротерм, так и чуткой реакцией на преимущественные придонные течения в районе исследования.

Список питературы

- 1. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Мигдисов А.А. и др. О генезисе металлоносных осадков // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 249-274.
- 2. Волков И.И., Соколов В.С., Фомина Л.С. Реакционноспособные формы элементов в осадках трансокеанского профиля // Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М.: Наука, 1980. С. 6–21.
- 3. Волков И.И., Ягодинская Т.А. Переходная группа элементов. Фосфор, редкоземельные элементы и иттрий // Литология и геохимия осадков Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 203-224.
- 4. Геохимия элементов-гидролизатов / Под. ред. А.Б. Ронова. М.: Наука, 1980. 238 с.
- 5. Дубинин А.В., Волков И.И. Редкоземельные элементы в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия // Геохимия. 1986. № 5. С. 645-662.
- Канн Дж.Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 91-102.
- Лейн А.Ю., Гриненко В.А., Матросов А.Г. и др. Фракционирование изотопов серы и углерода в современных океснических осадках с различной скоростью процесса бактериальной сульфатредукции // Геохимическая деятельность микроорганизмов в осадках Тихого океана. Пущино: НЦБИ АН СССР, 1981. С. 134-166.
- 8. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- 9. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О. и др. Металлоносные осадки и их генезис // Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 289-379.

- 11. Лисицын А.П., Петелин В.П. Особенности распределения и модификации СаСО₃ в донных осадках Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 50-65.
- 12. Лути Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
- Мигдисов А.А., Богданов Ю.А., Лисицын А.П. и др. Геохимия металлоносных осадков // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 122-200.
- 14. Пономарев А.И. Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 414 с.
- 15. Роков А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимичекий баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.
- 16. Соколов В.С. Определение реакционноспособных форм железа и марганца в морских осадках // Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980. С. 28-41.
- 17. Соколов В.С., Соколова Е.Г. Простой газометрический метод определения СаСО3 в экспедиционных условиях // Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980. С. 42-45.
- Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
- 19. Berner R.A. Phosphate removal from sea water by absorption on volcanogenic ferric oxides // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V. 18. N 1. P. 77-86.
- Bostrom K. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments // Stockholm Contrib. Geol. 1973. V. 27. N 2. P. 149-243.
- Bostrom K., Peterson M.N.A. Precipitates from hydrothermal exhalation on the East Pacific Rise // Econ. Geol. 1966. V. 61. N 7. P. 1258-1265.
- 22. Bostrom K., Peterson M.N.A. The origin of aluminium-poor ferromanganoan sediments in areas of high heat flow on the East Pacifis Rise // Marine Geol. 1969. V. 7. P. 427-447.
- Campbell A.C., Palmer M.R., Klinkhammer G.P. e.a. Chemistry of hot springs on the Mid-Atlantic Ridge // Nature. 1988. V. 335. N 6190. P. 514-519.
- Dymond J., Corliss J.B., Stillinger R. Chemical composition and metal accumulation rates of metalliferous sediments from sites 319,320 and 321 // Initial Reports of DSDP. 1976. V. 34. P. 575-588.
- Edmond J.M., Von Damm K.L., McDuff R.E., Measures C.I. Chemistry of hot springs on the East Pacific Rise and their effluent dispersal // Nature. 1982. V. 297. N 5863. P. 187-191.
- 26. Heath G.R., Dymond J. Genesis and transformation of metalliferous sediments from the East Pacific Rise, Bauer Deep and Central Basin, northwest Nazca plate // Bull. Geol. Soc. America. 1977. V. 88. N 5. P. 723-733.
- Marchig V., Gundlach H., Backer H. Geochemical indication in deep-sea sediments for hydrothermal discharge // Marine. Geol. 1984. V. 56. N 1/4. P. 319-323.
- McMurtry G.M., Burnett W.C. Hydrothermal metallogenesis in the Bauer Deep of the southeastern Pacific // Nature. 1975. V. 254. N 5495. P. 42-44.
- Michard G., Albarede F., Michard A. e.a. Chemistry of solutions from the 13°N East Pacific Rise hydrothermal site // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. N. 3. P. 297-307.
- 30. Palmer M.R. Rare earth elements in foraminifera tests // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 73. N 2/4. P. 285-298.
- Piper D.Z. Origin of metalliferous sediments from the East Pacific Rise // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. N 1. P. 75-82.
- Sayles F.L., Bischoff J.L. Ferromanganoan sediments in the equatorial east Pacific // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. N. 3. P. 330-336.
- Sayles F.L., Ku T.L., Bowker P.S. Chemistry of ferromanganoan sediments of the Bauer Deep // Bull. Geol. Soc. America. 1975. V. 86. N 10. P. 1423-1431.
- 34. Von Damm K.L., Edmond J.M., Grant B.e.a. Chemistry of submarine hydrothermal solutions at 21°N, East Pacific Rise // Geochim. et cosmochim. acta. 1985. V. 49. N 11. P. 2197-2220.
- 35. Von Dumm K.L., Bischoff J.L. Chemistry of hydrothermal solutions from the southern Juan de Fuca Ridge // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. N B11. P. 11334-11346.

Институт океанологии РАН, Москва Поступила в редакцию 8.IV.1992 УЛК 551.311:551.462.32(261/264)

© 1992 Гершанович Д.Е.

ПОТОКИ ОСАЛОЧНОГО МАТЕРИАЛА И СОВРЕМЕННАЯ СЕЛИМЕНТАЦИЯ НА ШЕЛЬФЕ АФРИКИ

На примере шельфовой седиментации вдоль атлантических и индоокеанских побережей Африки характеризуются особенности состава и распределения современных осадков, их связь с потоками осадочного вещества. Показано, что узость шельфа, обусловленная его геологическим строением и историей в условиях сложной структуры и неоднородности потоков, даже при относительно малой расчлененности рельефа дна не приводит к монотонному размещению осадков в пределах одного и того же климатического пояса.

Континентальные шельфы в океаническом седиментогенезе занимают особое место. Это вытекает из общих закономерностей осадочного процесса в Мировом океане, которые рассмотрены в известных обобщениях Н.М. Страхова [40, 41], Ф. Шепарда [53], А.П. Лисицына [24-26], К. Эмери [46, 47] и др., а также во многих региональных работах по шельфам окраинных и внутренних морей и океанов. Вопрос о фациях шельфа рассматривается в сводке И.О. Мурдмаа [28]. С одной стороны, континентальные шельфы концентрируют значительную часть осадочного материала, приносимого с суши. На шельфе под воздействием главным обрасом гидродинамических процессов происходит дифференциация этого материала, его перемещение и пространственное перераспределение, изменение вещественного состава. Часть материала осаждается в виде многообразных типов шельфовых отложений, накопление которых иногда может достигать значительного объема. С другой стороны, шельф в силу мелководности и высокой подвижности вод выступает как зона интенсивного поперечного и продольного переноса частиц и общего транзита осадочных масс, доставляемых в океанские и морские бассейны с континентов. Но кроме этого, на шельфе активно протекает биогенная, в меньшей степени хемогенная, седиментация, приводящая к дополнительному новообразованию осадочного вещества. Оно также либо захороняется на шельфе, либо уносится за его пределы. Таким образом, в осадочном процессе на континентальном шельфе, первой стадии морского и океанического седиментогенеза, охватывающей весь Мировой океан, происходят не только количественное и качественное видоизменение доставляемых с суши продуктов ее денудации, выветривания и почвообразования, не только формирование новых компонентов осадков чисто шельфового генезиса, но и явления более общего порядка. Они сводятся к разделению всей массы осадочного материала на две части: одна остается на шельфе и захороняется, другая, по-видимому гораздо большая, уносится на глубины континентального склона и по дножия, где образуются мощные осадочные слои.

Континентальный склон выступает как приемник осадочного материала, а континентальный шельф служит одной из ведущих планетарных зон раздела в миграции осадочных частиц в океане. Внешний край шельфа, морфологически почти всюду резко выраженный в рельефе подводных окраин континента, оказывается своего рода границей, разделяющей шельфовую и собственно океаническую седиментацию при всей их последовательной связи. Эта граница, таким образом, имеет и структурно-геоморфологические предпосылки и предпосылки, вытекающие из особенностей динамики и свойств вод, распределения жизни на краю шельфа. Здесь нередко формируется особая: фронтальная зона, усложняющая раздел вод шельфа и склона. Естественно, что и на шельфе, в отдельных случаях выходя за его пределы, прослеживаются дополнительные внутренние зоны раздела, к которым, например, относятся хорошо известные и очень важные зоны барьеров река – море. Ограничивающая шельфовую седиментацию, узкая полоса смены глубин и усложнения рельефа дна и режима вод при переходе от шельфа к склону сказывается на многих особенностях формирования, обособления и масштабах потоков вещества в осадочной оболочке периферии Мирового океана. Потоки здесь оказываются физическим выражением миграционных процессов.[31].

Именно с этих позиций в данной статье делается попытка рассмотреть роль континентального шельфа в седиментации. В качестве примера взят шельф Африки. При этом принимаются во внимание особенности положения и степень изученности шельфа. Первая обусловлена известной однородностью геологического строения африканского континента и его подводной окраины, почти повсеместной узостью шельфа, расположением континента в тропических широтах как в Северном, так и в Южном полушарии. Побережья Африки открыты к водам океана со стороны Атлантического и Индийского океанов. Четко выдерживается широтная климатическая поясность. Второе обстоятельство связано с тем, что седиментогенез на шельфе Африки привлекал внимание многих исследователей. За последние годы появилось немало региональных работ, посвященных шельфу Африки и его осадкам, которые позволяют рассмотреть осадочный процесс на африканском шельфе в целом.

ИССЛЕДОВАНИЕ СЕДИМЕНТАЦИИ НА МЕЛЬФЕ АФРИКИ

Большинство первоначальных характеристик донных осадков африканского шельфа было получено при подготовке навигационных пособий и в виде условных отметок наносилось на прибрежные карты. Во многих районах такие отметки были сравнительно немногочисленными. Лишь некоторые из них имели литологическое значение. Среди них можно указать на неоднократные упоминания вдоль Западной Африки о песчаных грунтах и ракушечных остатках, сравнительно редко – об илистых грунтах. Известны многочисленные сведения о кораллах вдоль берегов Красного моря, Аденского залива, Сомалийского побережья и к югу от него. Во время плавания "Челленджера" (1872–1874 гг.) на банке Агульяс были встречены фосфориты. Известно, что в заливе Уолфиш-Бей неоднократно происходят сероводородное заражение вод и илистого осадка, случаи массовой гибели рыб [46, 47]. Позднее появились статьи о кораллах в толще осадков близ дельты р. Нигер [45], фосфоритах [4].

Первый обзор шельфа и встречаемых на нем отложений рыполнен Ф. Шепардом [53]. Именно он широко использовал данные навигационных карт и наметил ряд закономерностей в распределении осадков как на атлантическом и индоокеанском шельфах, так и на африканском шельфе Средиземного моря. Исследования в период Международного геофизического года и последующие работы на шельфе Западной Африки существенно дополнили общее представление об осадках. Было проведено литологическое изучение многих проб. И.К. Авилов [1] опубликовал описание рельефа и донных осадков западно-африканского шельфа, снабдив его схематизированной картой. Много новых данных приводится А.И. Лушиным [27]. Большое число работ по литологии современных шельфовых отложений выполнено Е.М. Емельяновым [14–18], Л.А. Захаровым [20], Ю.М. Сениным [37–39]. Некоторые черты аутигенного минералообразования и геохимии донных осадков описаны в работах [3–5, 19, 29, 30 и др.]. Новые данные о зональности распределения, содержания органического вещества и других компонентов в отложениях шельфа Западной и Южной Африки приводят И.К. Авилов, Д.Е. Гершанович, Л.А. Захаров, Е.А. Романкевич [2, 11, 12, 20, 33, 34].

О седиментации на африканском шельфе Средиземного моря данных гораздо меньше. Ряд важных характеристик приводится в монографии [13]. Район шельфа, прилегающий к дельте Нила, и преобладающие здесь осадки описаны в работах [48, 54].

Основные материалы об осадках индоокеанского шельфа Африки сведены Ф. Шепардом [53] и в наибольшей степени П.Л. Безруковым и А.П. Лисицыным. [6] в Геолого-геофизическом атласе Индийского океана. Результаты некоторых региональных сборов и анализа проб шельфовых осадков в работах [7, 9, 10, 22], в некоторых отчетных материалах Индоокеанской экспедиции. Систематически пробы шельфовых осадков изучались В.Л. Спиридоновым при рыбохозяйственных исследованиях на западной периферии Индийского океана. В 1981 г. Б. Флеминг [51] опубликовал анализ факторов осадкообразования на шельфе Юго-Восточной Африки. В Красном море отдельные данные о карбонатных осадках приводит К. Андре [46]. Позднее при большом объеме литологических исследований в глубоководной впадине моря шельфовые осадки изучались ограниченно. Основное внимание было уделено гранулометрии и карбонатности осадков, выходам коренных пород на мелководьях, связанных с коралловыми постройками [44]. Рифтогенез в районе Аденского залива и Красного моря сказался главным образом на морфологии шельфа, шельфовые отложения в отличие от глубоководных он затрагивает мало [8, 44].

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ НА ШЕЛЬФЕ АФРИКИ

Шельф Африки окаймляет континент на протяжении 25 тыс. км. Площадь шельфа составляет примерно 1,5 млн. км², а вместе с шельфом Красного моря почти 1.6 млн. км². Это соответствует 6% плошади континента. Лля сравнения можно указать, что значительно менее протяженный шельф Западной Европы имеет площадь, равную 2,4 млн. км.². Около 1/4 всей площади континентального шельфа приходится на юг и юго-запад Африки, где он наиболее широк и связан с капскими структурами. Узость африканского шельфа - его отличительная особенность [21, 22]. Преобладает ширина шельфа в 50-60 км, в отдельных районах она доходит до 100 км. В то же время в наиболее узкой части континента на юге шельф расширяется до 200 км и более. Глубина внешнего края шельфа заметно колеблется, свидетельствуя о больших различиях в интенсивности опусканий отдельных участков шельфовой зоны. Нельзя не подчеркнуть, что в геологическом и геоморфологическом отношении большинство областей расширяющегося и нередко более глубокого шельфа связано с более молодыми структурами, прежде всего альпийскими. В целом же африканский шельф - это шельф древней допалеозойской платформы с маломощным осадочным чехлом, входившей в состав Гондваны и отделявшейся от последней, как отмечает В.Е. Хаин [42], поэтапно: на юге - с середины палеозоя, на востоке - с конца палеозоя и на западе – в середине мезозоя. Рельеф Африки – это преимущественно древние пенеплены, средняя высота 750 м. Малая ширина африканского шельфа на большей части его протяжения является следствием того, что современный шельф сформирован на подводной окраине единой Африканской платформы, которая очень резко и почти повсеместно крутым уступом отделена от примыкающих океанических структур как в Атлантическом, так и в Индийском океанах. Крупные и пространственно выдержанные разломы преимущественно меридионального и субмеридионального направлений определили внешний край шельфа, который по своим очертаниям удивительно соответствует очертаниям континента. Пожалуй, нигде больше не наблюдается такая выдержанность иногда на расстоянии в тысячи километров, своего рода параллельность края суши и края шельфа. Это позволяет думать о том, что повсеместное обособление шельфа и его отдельных районов определяется главным образом системами разломов. Морские процессы и осадконакопление преимущественно моделировали рельеф шельфа. Среди таких процессов, по-видимому, ведущее значение имела абразия берегов и дна с интенсивным выносом ее продуктов на глубины. Стоит обратить внимание на то, что заливы вдоль побережья Африки весьма немногочисленны, как и островные группы, их барьерное воздействие на приносимый с суши материал не столь велико. Некоторое исключение составляют северная окраина Африки, небольшие и довольно редкие группы островов, придельтовые районы (фиг. 1).

Шельф Африки почти целиком располагается в условиях тропического и экваториального климата. Но широтные климатические пояса по-разному охватывают атлантический и индоокеанский шельфы. Это связано с тем, что прилежащие к континенту воды Атлантического и Индийского океанов относятся к разным системам океанической циркуляции и отличаются по особенностям гидрологического и гидрохимического режимов, флоре и фауне. На западе шельф Атлантического океана испытывает интенсивное воздействие так называемых восточных пограничных течений, несущих к экватору более холодные воды, в больших масштабах проявляется воздействие процессов апвеллинга – подъема глубинных вод с пониженными температурами и повышенной продуктивностью. Вне сферы действия таких достаточно сильных течений (Канарского – на севере и Бенгельского – на юге) оказывается полоса шельфа в экваториальных широтах – зоны Гвинейского и Ангольского течений. На востоке континента действует система западных пограничных течений, которые приводят к проникновению на шельф очень теплых вод (Сомалийское течение зимой, Мозамбикское, течение м. Игольного, муссонные течения). Субэкваториальный пояс и свойственные ему условия жаркого климата особенно характерны для шельфа Индийского океана, где поверхностные температуры вод шельфа свыше 20°С наблюдаются в течение года на всем его протяжении, а свыше 25°С – на большей части к северу от Южной Африки. Эта контрастность сказывается на многих чертах биогенной и хемогенной седиментации западно- и восточно-африканского шельфов. Что касается пассатных зон на континенте с их пустынным климатом, то прямое их влияние через эоловые выносы продуктов выветривания особенно заметно на севере (район Сахары). На юге оно значительно меньше. Весьма показательна присущая этим областям атлантического шельфа сопряженность между сухим и жарким климатом на суше и относительно прохладными водами и удивительно богатой жизнью в прилежащих районах океана, сопряженность прибрежных пустынь и богатейших оазисов морской жизни. С индоокеанской стороны такую картину можно проследить лишь вдоль сомалийского шельфа в период летнего муссона, когда в этом районе сказывается воздействие апвеллингового процесса. Естественно, что в теплых водах индоокеанского шельфа интенсивно идет рост кораллов, активно протекает биогенная, а на некоторых участках и хемогенная карбонатная седиментация (фиг. 2, 3).

Вместе с тем на шельфе Африки в связи с особенностями его мезорельефа имеются не очень значительные по площади районы, где возникают локальные циркуляции вод, задерживающие осадочный материал разного происхождения. Направленный вдоль шельфа поток здесь ослабевает или даже исчезает совсем. Именно в таких районах шельфовая седиментация приобретает специфические черты и накопление осадков происходит в наибольшем размере. Стоит также указать на весьма крупные заливы средиземноморской окраины Африки. Вдоль Западной Африки на общую циркуляцию вод заметно влияет контур Гвинейского залива. Однако для седиментации в условиях узкого шельфа наибольшеь



Фиг. 1. Границы шельфа Африки, оси крупнейших кэньонов, реки



Фиг. 2. Некоторые характеристики климата Африки [23, с дополнениями] а — преобладающие направления ветровой циркуляции (август); б — направления постоянно действующих волн зыби; в — климатические области: интенсивного апвеллинга (1); Гвинейского залива (2); гумидные (3); аридные (4)

значение имеют малые бухты и заливы даже при их открытости в сторону океана. Они не столь многочисленны, но существенно усложняют общий перенос вод и во многих случаях определяют частую изменчивость в распределении осадков. На западе это бухты, ограниченные выступающими мысами (Рио-де-Оро, Кап-Блан и др.), заливы Бенин, Биафра, Бенга, Уолфиш-Бей, Сент-Хелен, на востоке их меньше, ибо побережье слабее расчленено. Но и здесь расположен ряд бухт в районе Ресифе, Мапуто, Бейры, Занзибара, у м. Гвардафуй и в Аденском заливе.



Фиг. 3. Океанические течения в районе шельфа Африки (схема)

Приливные явления слабо отражаются на линамике вод шельфа. Совершенно иное воздействие оказывают волновые процессы. Ветровое волнение и волны зыби охватывают практически всю шельфовую зону. Повторяемость умеренного и сильного волнения наиболее значительна на северо-западе и юге Африки, где сказываются западные ветры и постоянная зыбь. Более редкие восточные ветры сопровождаются пыльными бурями. Юг и юго-восток шельфовой зоны нередко оказываются под воздействием штормового волнения. С индоокеанской стороны волнение усиливается при действии муссонных ветров и зыби с востока. Наименее подвержены их влиянию шельфовые районы в экваториальном и субэкваториальном поясах (Гвинейский залив, приэкваториальная часть индоокеанского шельфа). Следствием интенсивных волновых процессов оказывается весьма значительная абразия бесогов. Повторяемость волн высотой более 1,5 м превышает 20% в год почти на 2/3 протяженности шельфа. Штилевые участки очень редки, и ветровые волны и зыбь обусловливают весьма интенсивное взмучивание частиц и их последующий перенос прибрежными течениями. Что касается проникновения апвеллинга на шельф, то в зонах действия Канарского и Бенгельского течений оно имеет немаловажное значение и способствует развитию планктона и бентоса. На индоокеанском шельфе апвеллинг сказывается слабее. Здесь высокая биологическая продуктивность выражается в распространении коралловых рифов, иногда барьерных. Глубина проникновения коралловых построек 50-80 м. Весьма способствует распространению коралловых колоний и рифов малое количество поступающего с суши терригенного материала (за исключением приустьевых участков), обусловливающее высокую прозрачность вод. В целом продуктивность вод инодоокеанского шельфа заметно ниже, чем атлантического. Это относится как к пелагическим, так и к донным организмам и общему видовому составу флоры и фауны. Следует подчеркнуть широкое распространение в водах и осадках фораминифер.

Обобщая приведенные характеристики среды осадкообразования на африканском шельфе, при всей их схематичности нельзя не отметить некоторые принципиально важные черты. В частности, почти повсеместная узость шельфовой зоны и относительно слабая расчлененность ее рельефа еще не означают, что нет геоморфологической основы для заметных перемен в распределении и накоплении осадочного покрова. Эти перемены всегда сопряжены с изменениями динамики вод и биологических процессов. Особое место при этом занимает мезорельеф шельфа. Многие районы шельфа оказываются под воздействием разных гидродинамических условий, меняются структура и гидрохимия вод, обилие и формы жизни. Атлантический и индоокеанский шельфы при общей зависимости от тропических и экваториальных условий седиментационного процеса оказываются весьма неодинаковыми в климатическом и океанологическим отношении.

Широтные различия на атлантическом шельфе более контрастны, чем на индоокеанском, что не может не приводить к большему многообразию фациальных обстановок. Теплые воды тропических и экваториальных течений, проникая на индоокеанский шельф на всем его протяжении, меняют ход осадочного процесса в сторону интенсификации биогенной карбонатной седиментации. Изменчивость в ходе осадкообразования определяется здесь по большей части сменой состава, количества и гранулометрии карбонатных частиц.

И в то же время при узости и крутизне атлантического и индоокеанского шельфов, относительно не очень большой их мезомасштабной расчлененности, повсеместной подвижности и перемешивании вод, не доминирует монотонность в накоплении и распределении осадков. Скорее наоборот, смена обстановок седиментации в условиях крутого и узкого шельфа оказывается достаточно частой. Узкий шельф, таким образом, как показывает пример Африки, не менее, а может быть, и более изменчив в фациальном отношении, чем хорошо известные широкие шельфы.

МОБИЛИЗАЦИЯ ОСАДОЧНОГО МАТЕРНАЛА И ЕГО ДОСТАВКА НА МЕЛЬФ АФРИКИ

Основу осадочного материала, поступающего на шельф Африки, составляет вынос терригенных частиц. Пока еще нет данных, позволяющих дать точную количественную оценку этого выноса. В известной мере о нем можно судить по имеющимся в литературе данным разных авторов, приводимым ниже [23, 24, 25, 32 и др.]:

Площадь Африки) ⁶ км ² .750 м
Площадь равнинно-платформенных областей	6 км ²
Площадь областей внутреннего стока	⁶ км²
Длина береговой линии	10 ³ км
Площадь шельфа Африки) ⁶ км ²
в том числе атлантического	Ĵ ⁶ км²
индоокеанского) ⁶ км ²
средиземноморского) ⁶ км²
По климатическим поясам:	
субтропического	J ⁶ км²
тропического] ⁶ км²
экваториального и субэкваториального) ⁶ км ²

Крупнейшие	реки	Африки	[24]
------------	------	--------	------

Река	Длина, км	Площадь бас- сейна, тыс. Км	Среднегодо- вой сток в устье, км ³	Твердый сток, млн. т	Смыв оса- дояного ма- териала, г/Км ²
	Бассейн	і Атлантическо	го океана		
Конго	4370	3820	1414	64,7	17,5
Нигер	4160	2090	268	67	32
Оранжевая	1860	1020	15,3	153	150
Вольта	1600	394	40,6	-	-
Сенегал	1430	441	23,2	-	-
Гамбия	1200	180	-	-	-
Огове	850	203	149	-	-
Кунене	830	137	-	-	-
	Бассе	ин Индийского	о океана		
Замбези	2660	1336	106	100	75,2
Лимпопо	1600	440	26	-	-'
Руфиджи	1400	178	35,2	-	-
	Бассе	йн Средиземно	ого моря		
Нил	6670	2870	73,1	110,5	37,1

Мобилизация осадочных частиц прежде всего связана с экваториальным и субэкваториальным поясами. Здесь находятся реки с наибольшим водным стоком. Исключением является р. Нил, которая выносит в Средиземное море материал, доставляемый не только из центральных областей континента, но и из пустынных. Ланные о реках приводятся в таблице.

Общий водный сток рек Африки, по наиболее распространенным оценкам, составляет 5390 км³, сток взвешенных веществ 1395-10⁶ т, растворенный сток 495-10⁶ т. Естественно, что наибольшая часть стока приходится на атлантическое побережье. Крайне важно, что прямое поступление стока на шельф, как отмечалось выше, за некоторыми исключениями, является характерной чертой доставки терригенного материала. Минуя шельф, твердый сток идет в океан через каньон Конго, кроме того, взвешенные частицы достаточно широко распространяются за пределы шельфа и в Гвинейском заливе, куда они доставляются р. Нигер и некоторыми экваториальными реками. В зоне индоокеанского шельфа речной сток заметно сказывается на поставке материала лишь в Южном полушарии, где находятся устья р. Замбези и других рек. Все пустынные побережья на западе и на востоке континента, а они составляют не менее половины его протяженности, лишены речных выносов, либо последние имеют ничтожное значение.

В поставке терригенного материала на шельф Африки существенная роль принадлежит широко идущим процессам береговой абразии. Этому способствует как строение берегов, среди которых аккумулятивные берега занимают второстепенное место, так и особенности волнового режима. Конкретные наблюдения абразии берегов Африки, к сожалению, очень редки. Так, по данным А. Гильше [52], на севере Гвинейского залива величины абразии в среднем достигают 4 м/год (максимальные 30 м/год) в аллювиально-делювиальных породах побережья. Об абразии более прочных пород можно косвенно судить по цифрам, приводимым Ю.Д. Шуйским [43] для южного мыса Португалии. Он указывает, что, по М.К. Годару, скорость абразии выветрелых сланцев и песчаников не превышает 1,5 м/год. В глинистых породах на берегах Мозамбика в Индийском океане средняя скорость абразии, по Н. Гомесу, составляет 2 м/год, наибольшая – 11 м/год. Интесивную абразию побережья мы имели возможность наблюдать при работах в районе Зеленого Мыса, на банке Агульяс и на севере Сомали, однако количественные оценки получить не удалось.

А.П. Лисицын [24] оценивает общее поступление продуктов абразии по отношению к годичному взвешенному стоку рек, как 18,53:0,5 (в млрд. т). Если попытаться использовать эту зависимость, равную 37, применительно к Африке, где взвешенный сток равен почти 1,4 млрд. т, то получим объем годичной абразии 40 млн. т. На 1 км длины побережья при таком подходе в среднем должно поступать приблизительно 1600 т.

Африка занимает особое место в отношении поступления эолового материала в океан. Соответственно это сказывается и на шельфе, куда ветер приносит не только тонкие, но и более крупные частицы. Наибольшее значение представляет пустыня Сахара, роль которой как источника эоловых частиц известна давно. Пыльные бури на побережьях иногда достигают очень большой силы в аридных областях на западе и на востоке континента, при этом идет дифференциация терригенного материала. Наиболее тонкие частицы, как хорошо известно, уносятся далеко в океан. А.П. Лисицын [24] отмечает, что эоловым путем поступает как обломочный, так и пелитовый материал. Исследования гранулометрии и минерального состава донных осадков на шельфе Северной Африки и у пустынных берегов на юго-западе континента [1, 2, 15, 17, 37-39] свидетельствуют о том, что частицы эолового происхождения здесь ведущий компонент обломочных фракций. По подсчетам [24], эоловые поступления в Мировой океан достигают примерно 1/10 взвешенного стока рек, приводится цифра 1,6 млрд. т/год. Для Африки, где взвешенный сток оценивается в 1,4 млрд. т, при таком подходе вынос эоловых частиц должен составить 140 млн. т. Возможно, что половина этого количества поступает на шельф. Для эолового материала характерна пульсирующая доставка частиц (особенно крупных - песчаных, алевритовых), которая достигает максимума во время сильнейших, но не очень частых, бурь. Ориснтировочно принимаем, что эоловым путем на шельф поступает 70-80 млн. т/год, т.е. больше, чем в результате абразии.

Материал вулканического происхождения для осадков шельфа Африки не характерен. В тех немногих случаях, когда наблюдаются вулканогенные частицы (на западе у Зеленого Мыса, Канарских островов, в рифтогенных областях индоокеанского побережья и др.) их источником служит абразия берегов, слагаемых вулканическими породами.

Вопрос о поставке осадочного материала организмами на шельфе Африки весьма сложен и трудно подлается количественной оценке. Если на западно-африканском шельфе она значительно уступает поступлению терригенных частиц, о чем в первую очередь свидетельствует сравнительно невысокая (до 10%) карбонатность большинства донных осадкое, то на восточно-африканском шельфе, за отдельными исключениями, поступление биогенных частиц не только сопоставимо с доставкой обломочного материала, но и во многих случаях преобладает. Высокая (до 70%) карбонатность многих осадков наглядно подтверждает это. На атлантическом шельфе прослеживаются весьма заметные различия в жизнедеятельности организмое и поступлении их остатков в донные осадки. В Северном тропическом поясе главным биогенным фактором оказываются бентосные организмы, скелеты моллюсков и других беспозвоночных. В Южном тропическом поясе роль этих организмов также достаточно существенна, но вместе с тем, насколько можно судить по имеющимся данным, возрастает накопление органического вещества, связанного с интенсивными апвеллинговыми процессами, более широк спектр органических остатков, возрастает значение фораминифер, диатомовых, чаще встречаются продукты биофильтрации, пеллеты. Экваториальный и субэкваториальный шельфы Западной Африки выделяются привносом органического вещества почвенного генезиса, значение планктонных и бентосных компонентов не столь велико. Иная картина наблюдается на индоокеанском шельфе. Здесь шельф почти повсеместно (за исключением крайнего юга) оказывается зоной интенсивного накопления биогенных карбонатных частиц, фораминифер, кораллов и их обломков. Олиготрофность индоокеанских вод и ограниченный принос органического вещества с суши обусловливают резко пониженное накопление последнего в осадках шельфа, некоторым исключением являются приустьевые участки редких рек и область Сомалийского апвеллинга.

Таким образом, вырисовывается резкая дифференциация в поступлении биогенного материала: на западе она сравнительно невелика и, видимо, может быть сопоставлена с тем, что доставляется эоловым путем и при абразии; на востоке, напротив, преобладает. Хемогенное выделение осадочных частиц прослеживается в локальных обстановках, в основном на восточном шельфе, менее — на юго-западном. Судя по разнице в степени карбонатности осадков, поставка биогенного материала на западно-африканском шельфе, видимо, в несколько раз меньше, чем на восточно-африканском.

В итоге можно предположить следующие схематизированные соотношения в поступлении исходного осадочного вещества на шельф Африки:

Речной взвешенный сток	1395·10 ⁶ т (без стока Нила 1285·10 ⁶ т)
Абразия берегов и дна	(40—100) 10 ⁶ т
Эоловые выносы	(70-80) 10 ⁶ т
Биогенные твердые остатки	
Органическое вещество	1.106 т
Продукты хемогенного генезиса	

Общая масса осадочного материала, выносимого на шельф Африки в течение года, не превышает (1700–1800)·10⁶ т и в основном определяется взвешенным стоком рек и биогенными процессами.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ НА МЕЛЬФЕ АФРИКИ

Насколько можно судить по имеющимся данным, на шельфе Африки преобладают современные отложения. Однако имеются районы, где в силу узости и крутизны шельфа, резко повышенной гидродинамической активности вод, незначительной доставки осадочных частиц накопление современных осадков ограничено или не происходит совсем, обнажаются доголоценовые осадки, иногда коренное дно. Такие районы установлены на севере атлантического шельфа, у многих выступающих мысов, вдоль побережья Намибии, на банке Агульяс. Перемыв некоторых осадков подвижными водами способствует увеличению содержания в современных и более древних отложениях раковинного детрита.

Наиболее распространены терригенные и биогенные карбонатные осадки с большим числом переходных разностей между ними. Хемогенные (аутигенные) осадки широко не развиты. По гранулометрическому составу в прибрежной части шельфа преобладают пески, далее с ростом глубин они обычно обогащаются крупным и мелким алевритом, изредка встречаются мелкоалевритовые илы. Грубообломочный материал (галька, гравий со значительной примесью ракуши) сосредоточен, как правило, на подводном береговом склоне. Пелитовые частицы встречаются в осадках бухт и заливов, но в небольших количествах. Хотя распределение осадков по крупности, как обычно, контролируется рельефом дна и динамикой вод, содержание отдельных фракций обусловливается также размерами поступающих частиц (алеврит и пелит речного стока, скелетные остатки моллюсков и фораминифер, измельченный коралловый детрит, пеллеты, тонкий материал и органическое вещество на участках биофильтрации и др.). Погрубение осадков на внешнем крае шельфа не повсеместно, оно зависит от увеличения уклона дна и сопутствующих изменений в динамике вод.

Среди терригенных отложений преобладают кластические. Они в большинстве случаев охватывают всю шельфовую зону, порой значительно выходя за пределы ее глубин, выделяются хорошей сортировкой, сравнительно малой мощностью, частой примесью карбонатного материала. Более тонкие терригенные отложения прослеживаются на шельфе экваториального и субэкваториального поясов Западной Африки, в заливах и понижениях рельефа на шельфе Южной Африки. Закономерности распределения и состава терригенных осадков шельфа описаны в ряде работ [1, 2, 6, 15, 20, 39 и др.]. Биогенные шельфовые отложения, роль которых в шельфовой седиментации почти столь же значительна, что и терригенных, менее освещены в литературе [4, 6, 11, 19, 38]. Пояс этих отложений охватывает центральные и частично восточные районы средиземноморского шельфа, отдельные участки на шельфе Западной Африки, многие области южно-африканского шельфа как с атлантической, так и с индоокеанской стороны, практически полностью шельф Восточной Африки. Резкое усиление биогенных осадков особенно заметно на индоокеанском шельфе севернее устья р. Замбези. Это хорошо видно на сводных картах отложений приафриканских районов [1, 6, 19]. В основном биогенные осадки представлены измельченными раковинами и кораллово-раковинными остатками. В осадках Красного моря встречаются птероподы, вдоль побережья Индийского океана – фораминиферы. Гранулометрия биогенных осадков близка гранулометрии терригенных. Вблизи берегов это чаще всего раковинный детрит гравийно-галечной размерности, раковинные пески, далее с увеличением глубин – пески и алевриты, в некоторых понижениях дна, в заливах и бухтах - мелкоалевритовые илы. Карбонатность биогенных осадков очень высока (50-70%), а на участках коралловых рифов еще выше [6, 44]. Вторая по важности группа биогенных отложений - это диатомовые илы. Эти осадки не столь широко распространены, но уже давно привлекают к себе внимание исследователей как с литологической, так и с геохимической точки зрения, поскольку тесно связаны с высокими концентрациями органического вещества и их воздействием на всестороннее преобразование осадочного материала. Основная область развития диатомовых осадков на шельфе – это Юго-Западная Африка. Весьма показательны с этой точки зал. Уолфиш-Бейц, бух. Сент-Хелен и прилегающие к ним мелководья. Вся эта область находится в зоне Бенгельского течения, где рельеф дна, процесс апвеллинга, высокая биологическая продукция и ее отмирание создают особую геохимическую обстановку в воде и в осадках. Последние обогащаются диатомеями, содержание органического вещества в отдельных пробах составляет 20-25% и более [2, 18, 34]. В то же время эти осадки слабокарбонатны. В донных осадках формируется особая геохимическая обстановка, способствующая активизации процессов диагенеза, усилению миграции многих элементов, в частности железа, фосфора и ряда других, их последующему выделению и накоплению в виде аутигенных минералов (глауконита, шамозита, фосфорита, некоторых форм хлорит -монтмориллонитового, гидробиотитового состава и др. [5, 19, 29, 30]). Биогенная аккумуляция кремнезема и органического вещества на шельфе, отражением которой являются диатомовые осадки, следовательно, тесно сопрягается с аутигенным седиментогенезом. Шельф Юго-Западной Африки особенно показателен в этом отношении (фиг. 4). Нельзя не подчерк-


Фиг. 4. Некоторые характеристики литологического состава осадков шельфа Юго-Западной Африки [2]

 $a - CaCO_3$, %: 1 - < 10; 2 - 10 - 20; 3 - 20 - 50; 4 - > 50; $6 - C_{OPF}$, %: 1 - < 1; 2 - 1 - 2; 3 - 2 - 3; 4 - 3 - 4; 5 - 4 - 5; 6 - > 5; e - железо, %: 1 - < 1; 2 - 1 - 2; 3 - 2 - 3; 4 - 3 - 4; 5 - 4 - 5; 6 - 5 - 6; 7 - > 6; e - глауконит (в легкой фракции осадков), %: 1 -отсутствует; 2 - 0 - 10; 3 - 10 - 20; 4 - 20 - 50; 5 - 50 - 80; 6 > 80

нуть, что многообразные аутигенные осадки здесь и в некоторых других районах развиты на весьма ограниченных площадях. Однако в целом можно говорить об особой области шельфовой седиментации, где в результате активного участия организмов и продуктов их распада происходит накопление помимо кремнистых (диатомовых) илов и более грубых осадков, в том числе фосфатных средних и мелких песков, карбонатно-фосфоритовых плит и конкреций, глауконитовых и шамозитовых песков и алевритов. Образование последних связано с пеллетным переносом планктонных выделений и их преобразованием на дне в ходе раннего диагенеза [4, 18, 29, 30, 35 и др.].

Помимо шельфа Юго-Западной Африки апвеллинговое воздействие на седиментацию выражено, правда, в меньшей степени, на шельфе Северо-Западной Африки. Здесь в водах Канарского течения на общем фоне преобладания терригенной седиментации известны также участки, где накапливаются слабофосфатные пески с меняющимся содержанием карбонатов (внешний шельф Марокко). Встречаются глауконитовые осадки [4, 29, 30, 38]. Хемогенный генезис имеют оолитовые карбонатные осадки на востоке средиземноморского шельфа [19], в Красном море и Аденском заливе. На севере индоокеанского шельфа изредка накапливаются пелитоморфные карбонаты.

Осадки западно-африканского шельфа выделяются более высокими концентрациями органического вещества. Основная причина этого – высокая продуктивность прибрежных вод, а также поступление органического вещества с сушч в пределах гумидного пояса.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОТОКОВ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА НА МЕЛЬФЕ АФРИКИ

Получение достаточно полного представления о потоках осадочного материала на шельфе Африки пока затруднительно. Многие суждения предварительны и носят оценочный характер. Вместе с тем очевидно, что узкий африканский шельф, принимая массы осадочного материала разного происхождения, не является единственным местом его сосредоточения. Материал переносится движущимися водами вдоль и особенно поперек шельфа и уходит за его пределы. Об этом можно судить по высокой гидродинамической активности вод, ограниченном числе участков, где можно предполагать значительную аккумуляцию. В известной мере шельф Африки можно рассматривать как продолжение континентальных областей сноса, а потоки осадочного материала выступают здесь как дополнительные регуляторы этого общеконтинентального процесса.

По масштабу проявления потоки можно разделить на две группы. Первая группа включает потоки, общие для всего континентального шельфа, наиболее массовые в отношении переноса осадочных частиц. Вторая группа - это локальные потоки, которые пространственно ограничены и связаны с местом поступления частиц, механизмом формирования потока. К потокам первой группы следует отнести широко идущую на шельфе терригенную седиментацию, включая доставку, перемещение и дифференциацию осадочных частиц и сопутствующие изменения их размеров и вещественного состава. На структуре потоков, несомненно, сказывается воздействие течений, как поверхностных, так и придонных. Высокая динамичность вод, свойственная африканскому шельфу, проявляется в его различных районах далеко че одинаково, об этом можно судить по данным гидрологических наблюдений и многим деталям в распределении осадков [1, 14, 26, 39, 51]. Значительная часть осадочного процесса на шельфе, включая сложную и изменчивую систему потоков, поступление и накопление частиц в осадках, процессы преобразования минерального и химического состава связаны с интенсивно идущей биогенной селиментацией как за счет планктонных, так и многих видов бентосных организмое, их измельчением и смешением с терригенными частицами, включением в общий поток. Биогенные составляющие в таких смешанных терригенно-биогенных потоках, о чем свидетельствует возрастание карбснатности к краю шельфа и на склоне, особенно показательны для индоокеанского шельфа. Третьим видом общего потока осадочного вещества является поток органического вещества, количественно, как и в других регионах, не очень значительный, но крайне важный по своему воздействию на геохимию и биогеохимию осадочного процесса. Взаимодействие и смешение этих разных потокое создает единство шельфового потока осадочных веществ, в котором слагающие поток компоненты отражают воздействие зональных факторое шельфовой седиментации.

Группа локальных потоков очень многосбразна, и можно проследить формирование разных потоков в ходе терригенной, биогенной и хемогенной седиментации. Для терригенной седиментации прежде всего должны быть выделены потоки, обусловливаемые речным стоком. Они, как правило, очень мощны, поскольку определяются крупнейшими реками континента. Доставка осадочного материала африканскими реками имеет ряд характерных черт. Так, помимо зависимости от климатической поясности и распределения гидрографической сети устьевые области рек обычно разобщены между собой. Исключением является Гвинейский залив, где в гумидных условиях образуется достаточно протяженный шельфовый регион, в котором накапливается относительно более тонкий взвешенный материал (р. Нигер и др.). Терригенные частицы вместе с органическими создают поток, определяющий седиментацию на всей прилегающей части океана. Здесь на шельфе и вне его идет накопление толщ так называе-



Фиг. 5. Донные осадки (a) и направления потоков (б) на шельфе Юго-Восточной Африки [51].

1-3 — пески (1 — прибрежные, 2 — срединной шельфовой равнины, 3 — в зоне краевого шельфового течения); 4 — гравий на внешнем крае шельфа; 5 — поток песчаного материала внешнего шельфа; 6 — участки аккумуляции материала, сносимого с шельфа; 7-9 — направления (7 — продольного течения, 8 — осадочного потока, сносимого с шельфа, 9 — продольного и поперечного потоков)

мых черных илов. Особый поток создается в устье р. Конго, основная часть взвешенного материала сосредотачивается в каньоне и минует шельф. Лишь небольшая его часть смещается в южном направлении. О роли р. Нил говорилось выше [13, 52]. Потоки терригенного материала усиливаются на участках интенсивной абразии вдоль побережий Сахары, Анголы и Намибии. Этому благоприятствует и доставка эоловых частиц из смежных пустынь. То же происходит вдоль некоторых побережий со стороны Индийского океана и Красного моря во время пыльных бурь.

Уменьшение выноса терригенных частиц и их участие в потоках на шельфе прослеживается на юго-западе и юге Африки. Расширение шельфоеой зоны сопряжено в этой части шельфа с усложнением рельефа дна, образованием участкое с замедленным движением вод, круговыми циркуляциями. Единые поперечные и продольные потоки ослабееают, возрастает их дифференциация, что, как мы видели, сказывается на всем региональном осадочном процессе (фиг. 5).

Большую сложность в формировании потоков создают продольные прибрежные течения. Они не всегда захватывают весь шельф, нередко состоят из нескольких струй, иногда даже разнонаправленных. Основу таких течений составляют с атлантической стороны мощные Канарское и Бенгельское течения, переносящие к экватору с севера и юга более холодные продуктивные воды. В экваториальном поясе действуют Гвинейское и Ангольское течения. Юг Африки омывается водами течения м. Игольного, которое несет воды из Индийского океана. На индоокеанском шельфе структура течений более однородна, резко преобладает общий перенос, создаваемый водами Мозамбикского и Сомалийского течений. Необходимо подчеркнуть уже отмечавшуюся сопряженность холодных Канарского и Бенгельского течений с подъемом глубинных вод, создающим встречный поток осадочного материала. Взаимодействие потоков сказывается на многих особенностях шельфовой седиментации, прежде всего на повышенном накоплении органического вещества, усложнении геохимической обстановки, образовании и накоплении осадков с достаточно высоким содержанием таких подвижных элементов, как железо, фосфор и др. Взаимодействие обычных массовых потоков терригенных и биогенных частиц со встречными апвеллинговыми в наибольшей степени отражается на биогенной и аутигенной седиментации.

Пространственно-временная прерывистость потоков осадочного материала и их наложение друг на друга всегда вызывают бо́льшие или меньшие перемены в составе и распределении шельфоеых осадков, независимо от направления потокое, количественного соотношения между ними и их внутренней структуры. Естественно, что этот процесс протекает в разных масштабах, с разной степенью воздействия отдельных потоков на терригенную, биогенную и хемогенную седиментацию. И в то же время на шельфе Африки формируется определенное единство в общей миграции вещества, которое сводится к его преобладающему выносу за пределы шельфа, усиливаясь в ложбинах и каньонах. Отсюда вытекает особая роль рельефа шельфа и прилежащих глубин склона в дифференциации потоков.

Активный вынос осадочных частиц разного генезиса, преобладающий на шельфе, определяет главные черты шельфовой седиментации, свойственной узкому шельфу, – сосредоточение большей части речного стока взвешенного материала в сравнительно редких и ограниченных по площади приустьевых районах, всеобщую доставку терригенных частиц при абразии берегов и дна, эоловые выносы в аридных областях, важную роль биогенного материала, локализацию районов аутигенного седиментогенеза.

В итоге формируются заметные различия, а также частая изменчивость состава и распределения шельфовых осадков, сложная система размещения и направленности потоков осадочных частиц, общая составляющая которых ориентирована в сторону океана.

Список литературы

- Авилов И.К. Некоторые данные о рельефе дна и грунтах западноафриканского шельфа // Тр. ВНИРО. 1969. Т. 57. С. 235-269.
- Авилов И.К., Гершанович Д.Е. Исследование рельефа и донных отложений шельфа Юго-Западной Африки // Океанология. 1970. Т. 10. Вып. 2. С. 301-305.
- 3. Батурин Г.Н., Безруков П.Л. Фосфориты и фосфоритовые отложения на дне океанов. М.: Наука, 1976. С. 206-221.
- 4. Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океана. М.: Наука, 1979. 231 с.
- Батурин Г.Н. Фосфориты на континентальных окраинах // Магматизм и осадкообразование. М.: Наука, 1979. С. 361-373.
- 6. Безруков П.Л., Лисицын А.П. Типы донных осадков Индийского океана. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: ГУГК, 1979.
- Белоусов И.М., Бортников В.С., Марова Н.А. Рельеф и грунты северо-западной части Индийского океана // Гидрометеорологический справочник для рыбной промышленности по западной части Индийского океана. М.: Гидрометеоиздат, 1965. С. 6-18.
- Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г., Бутузова Г.Ю. и др. Металлоносные осадки Красного моря. М.: Наука, 1986. 288 с.
- 9. Бортников В.С., Белоусов И.М. Морские геологические исследования в западной части Индийского океана // Тр. ВНИРО. 1968. Т. 64. С. 48-64.
- Буданов В.И., Гершанович Д.Е., Хачатурова Т.А. К геоморфологии подводных окраин Западного Индостана и Восточной Африки // Тр. ВНИРО. 1972. Т. 75. С. 220-226.

- Гершанович Д.Е. Зональность распределения прибрежных апвеллинговых осадков в Мировом океане // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 73-85.
- 12. Гершанович Д.Е., Авилов И.К., Зарихин И.П. Донные отложения подводных окраин материков в Южной Атлантике // Тр. ВНИРО. 1972. Т. 75. С. 166-190.
- 13. Емельянов Е.М., Митропольский А.Ю., Шимкус К.М., Мусса Атеф Амин. Геохимия Средиземного моря. Киев: Наук. думка, 1979. 132 с.
- 14. Емельянов Е.М. Распределение и состав илов на шельфе Юго-Западной Африки // Тр. ИОАН. 1973. Т. 93. С. 211-238.
- Емельянов Е.М. Осадкообразование на шельфе Атлантического океана // Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975. С. 183-186.
- Емельянов Е.М. Донные осадки Средиземного моря. Осадкообразование в Атлантическом океане. Калининград: Изд-во Калининградская правда, 1975. С. 309-429.
- 17. Емельянов Е.М., Лисицын А.П., Ильин А.В. Типы донных осадков Атлантического океана. Калиниград: Изд-во Калининградская правда, 1975. 579 с.
- 18. Емельянов Е.М., Романкевич Е.А. Геохимия Атлантического океана: органическое вешество и фосфор. М.: Наука, 1979. 220 с.
- Емельянов Е.М., Сенин Ю.М. Особенности вещественного состава донных осадков шельфа Юго-Западной Африки // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 2. С. 10-25.
- Захаров Л.А., Сенин Ю.М. Климатическая зональность и современное осадкообразование на атлантических шельфах Африки и Южной Америки // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 61-67.
- 21. Ильин А.В. Геоморфология дна Атлантического океана. М.: Наука, 1976. 232 с.
- 22. Канаев В.Ф. Рельеф дна Индийского океана. М.: Наука, 1979. 268 с.
- 23. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. М.: Мысль, 1991. 480 с.
- 24. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- 25. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 391 с.
- Лисицын А.П. Лавинная седиментация. Лавинная седиментация в океане. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростов. ун-та, 1982. С. 3-59.
- Лушин А.И. Рельеф и грунты шельфа и материкового склона Западной Африки. Калининград: АтлантНИРО, 1965. 78 с.
- 28. Мурдмаа И.О. Фации осадков. М.: Наука, 1987. 302 с.
- Николаева И.В. Аутигенные седиментационные образования в современных осадках шельфовых областей // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 67-73.
- 30. Николаева И.В., Сенин Ю.М., Голубова Г.А. Фациальная изменчивость аутигенных силикатов в связи с особенностями осадкообразования на шельфе Западной Африки // Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М.: Наука, 1977. С. 7-51.
- 31. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высш. шк., 1979. 424 с.
- 32. Рельеф Земли / Под ред. И.П. Герасимова и Ю.А. Мещерякова. М.: Наука, 1967. 330 с.
- Романкевич Е.А. Органическое вещество в океаническом литогенезе // Накопление и преобразование органического вещества в современных и ископаемых осадках. М.: Наука, 1990. С. 7-20.
- 34. Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
- 35. Романкевич Е.А., Батурин Г.Н. О составе органического вещества фосфоритов шельфа Юго-Западной Африки // Геохимия. 1972. № 6. С. 719-726.
- 36. Романкевич Е.А., Батурин Г.Н. Биогеохимический состав осадков шельфа Западной Африки // Океанология. 1974. Т. 14. Вып. 4. С. 660-664.
- 37. Сенин Ю.М. Особенности современного осадкообразования на шельфе Юго-Западной Африки // Литология и полез. ископаемые. 1968. № 4. С. 108-111.
- 38. Сенин Ю.М. Типы осадков и их распределение на шельфе Северо-Западной Африки // Тр. АтлантНИРО. 1970. Вып. 27. С. 216-246.
- Сенин Ю.М. Донные осадки и процессы современного осадкообразования на шельфе Западной Африки: Дис... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1971.
- 40. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 2-3. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 574, 550 с.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 536 с.
- 42. Хсин В.Е. Региональная геотектоника. Т. 1. М.: Наука, 1971. 548 с.

- Шуйский Ю.Д. Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей. М.: Гидрометеоиздат, 1986. 240 с.
- 44. Щербаков Ф.А., Митропольский А.Ю., Мельник В.И. и др. Позднечетвертичные отложения Красного моря: Препринт № 79-25. Киев: Ин-т геол. наук АН УССР. 1979. 58 с.
- 45. Akken J.R.L., Wells J.W. Holocene ciral banks and subsidence in the Niger delta // J. Geol. 1962. V. 70. N 4. P. 321-397.
- 46. Andree K. Geologie des Meeresboden. Leipzig, 1920. 670 p.
- Brongersma-Sanders M. Mass mortality in the sea. Marine ecology and palaeocology // Mem. Geol. Soc. Amer. Traat. 1957. P. 941-1010.
- Colleman J.M., Roberts H.H., Murray S.P., Salama M. Morphology and dynamic sedimentology of the Eastern Nile delta shelf // Marine Geol. 1981. V. 42. N 1-4. P. 301-326.
- Emery K.O. The sea off Southern California: a Modern habitat of petroleum. N.Y. London: Wiley, 1960. 366 p.
- Emery K.O., Uchupi E. Western North Atlantic ocean // Amer. Assoc. Petrol. Geolog. Tulsa, 1972. 532 p.
- Fleming B.W. Factors' controlling shelf sediment dispersal along the Southeast African continental margin // Marine Geol. 1981. V. 42. N 1-4. P. 259-277.
- Guilcher A. Observations comparatives sur un complexe litoral de la cote Atlatique Africane // Norois. 1978. V. 25. N 100.
- 53. Shepard F.P. Submarine Geology. 3d ed. N.Y.: Harper and Row, 1973. 551 p.
- Summerhayes C.P., Marks N. Nile delta nature, evolution and collapse of continental shelf sediment system. Proc. semin. Nile delta sediment. Alexandria: UNESCO, ASRT, UNEP, 1976. P.162-180.

Институт океанологии РАН, Москва

Поступила в редакцию 2.IV.1992

УДК 552.51:552.52:552.14:551.762(479)

© 1992 Гаврилов Ю.О., Соколова А.Л., Ципурский С.И.

ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА В РАЗЛИЧНЫХ ОБСТАНОВКАХ ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ (НИЖНЯЯ И СРЕДНЯЯ ЮРА)

На основании изучения терригенных пород, развитых вдоль геологического профиля, пересекающего все поле развития нижне- и среднеюрских отложений Центрального Кавказа, изложены данные по минеральному составу глинистых отложений из различных структурно-фациальных зон. Выявлены черты сходства и различия между минеральными ассоциациями, формировавшимися в различных обстановках. Показано, что становление минерального состава пород являлось следствием неоднократно проявляющихся процессов на протяжении раннеальпийского и последующих этапов развития Кавказа; рассмотрено влияние различных факторов, обусловливающих специфику минеральных преобразований в толще.

Нижне- и среднеюрские отложения Большого Кавказа, накопление которых соответствует раннеальпийскому этапу его развития, в разных структурнофациальных зонах (СФЗ) претерпели различные по интенсивности и характеру протекавших процессов постдиагенетические преобразования. Эти различия в большей или меньшей степени отразились на минеральном составе отложений. Соответственно, основываясь на данных по минеральному составу пород, сформировавшихся в различных обстановках, можно попытаться реконструировать условия, в которых эти преобразования протекали. Причем изучение комплексов отложений, накапливавшихся на протяжении длительного времени и на достаточно большой площади, позволяет приблизиться к понимаю динамики развития крупного геологического объекта в целом. Пля решения этой задачи нами были изучены глинистые породы вдоль геологического профиля (фиг. 1, 2), пересекающего все поле развития нижне- и среднеюрских отложений Центрального Кавказа (долина р. Терек). В его пределах развиты отложения всего раннеальпийского этапа осадконакопления – от синемюра до бата. Кроме того, профиль пересекает зоны, в которых представлены наиболее контрастные по степени постдиагенетических преобразований породы: от аргиллитов с большим количеством смешанослойных глинистых минералов, до глинистых сланцев, претерпевших, видимо, максимальные по интенсивности вторичные преобразования, которым подверглись юрские отложения в регионе.

Строение нижне- и среднеюрской толщи. Отложения J_{1-2} , пересекаемые профилем, принадлежат трем СФЗ (с юга на север): Бзыбско-Казбекской, Псеашхинской и Дигоро-Осетинской [18, 19 и др.]. Отложения, развитые в Бзыбско-Казбекской СФЗ в структуре антиклинория Большого Кавказа, принадлежат его южному склону, а в палеогеографическом отношении характеризуют собой осадконакопление в осевой части раннеюрской – ааленской геосинклинали. К северу от Бзыбско-Казбекской зоны, отделяясь от него Главным надвигом (находится несколько южнее Гвелетского массива), располагается Псеашхинсская СФЗ, отложения которой соответствовали северному обрамлению осевого трога палеобассейна. С севера Псеашхинская зона ограничена Нелхским разло-



Фиг. 1. Схемы расположения района исследования (а) и изученных разрезов (отмечены точками) в бассейне р. Терек (б)

мом. Далее к северу находится полоса отложений, принадлежащих Дигоро-Осетинской СФЗ, которая соответствовала северному борту геосинклинали.

В байосе произошла перестройка структурного плана раннеюрского – ааленского бассейна и в рассматриваемом районе на месте Псеашхинской зоны возникла система центральнокавказских поднятий, разделивших ранее единый бассейн на два – южный и северный [18 и др.] В прогибах южного бассейна осадконакопление продолжалось без перерыва и байосско-батские отложения с подстилающими образовали в целом единую толщу; в северном прогибе, включавшем в себя Дигоро-Осетинскую СФЗ, байосские отложения местами залегают с размывом, а иногда и с угловым несогласием.

В современной антиклинальной структуре Большого Кавказа толщи, развитые в пределах Бзыбско-Казбекской СФЗ, слагают южное крыло и рассматриваются как образования южного склона Большого Кавказа; толщи, принадлежащие Псеашхинской и Дигоро-Осетинской СФЗ, в целом формируют единое северное крыло и соответственно характеризуют собой отложения северного склона.



В ядре этой антиклинальной структуры находятся два массива палеозойских гранитоидов – Дарьяльский и Гвелетский (см. фиг. 2) [22].

Наиболее древними юрскими образованиями района исследования являются отложения кистинской свиты (синемюр – нижний плинсбах), прилегающие со всех сторон к гранитоидным массивам и сложенные кварцитовидными гравелитами, песчаниками, глинисто-алевролитовыми сланцами, иногда углистыми (мощность до 1000 м). В пределах южного крыла антиклинория (к югу от Гвелетского массива) в юрской терригенной толще выделяется ряд свит: циклаурская (верхний плинсбах – нижний тоар) – глинисто-алевролитовые и глинистые сланцы с горизонтом (~ 150 м) покровов шаровых лав и пластовых тел диабаз-порфиритов; казбекская (верхи нижнего тоара – верхний тоар) – песчаники и глинистые сланцы (песчаники преобладают в ее нижней половине); гудошаурская (аален) – глинистые сланцы с многочисленными конкрециями; бурсачирская (бат?) – песчаники и глинистые сланцы. Литологическая характеристика отложений J₁₂ приведена в работах [12, 21, 24 и др.]. Общая мощность толщи оценивается примерно в 3,5-4 км, что, видимо, меньше истинной, так как контакты между свитами тектонические. Толщи кистинской и особенно циклаурской свит рассечены большим числом диабазовых даек. С юга поле развития среднеюрских



Фиг. 2. Геологический профиль через поле развития нижне- и среднеюрских отложений Центрального Кавказа (р. Терек), распределение ассоциаций глинистых минералов и их минералогические параметры (геологический профиль построен Д.И. Пановым)

I - Дарьяльский гранитогнейсовый массив, <math>II - Гвелетский массив. Соиты: ks - кистинская, ск - циклаурская, kz - казбекская, gd - гудошаурская, bs - бурсачирская, lr - ларская, dj - джимаринская, sl - салгинская, kjr - койрахская, ft - фортаухская. Ассоциации $глинистых минералов: <math>\Gamma$ + См-Сл + X + К - гидрослюда, смешанослойный минерал иллитсмектит, хлорит, каолинит; C + X - серицит, хлорит; C(M, П) - серицит мусковитового ряда с примесью парагонита; 1М и 2M₁ - политипные модификации слюдистых минералов; ИК индекс Кюблера (степень кристалличности слюдистых минералов); $I_{\chi n}/I_{cn}$ - отношение интенсивностей рефлексов на дифрактограммах хлоритов (7 Å) и слюдистых минералов (10 Å); b - параметр b слюдистых минералов

отложений ограничено Тибским надвигом, по которому они контактируют с карбонатными флишевыми отложениями верхней юры (см. фиг. 2).

К северу от Дарьяльского массива залегают глинистые и глинисто-алевролитовые сланцы циклаурской (без вулканогенной толщи) и ларской (верхи нижнего тоара – верхний тоар) свит, относящиеся к Псеашхинской СФЗ. Нижняя часть разреза Дигоро-Осетинской СФЗ в долине р. Терек не вскрыта; в наблюдаемой же толще выделяются джимаринская (верхний тоар), салгинская (верхи верхнего тоара – нижний аален), койрахская и фортаухская (аален) свиты (см. фиг. 2). Верхняя часть разреза (в районе с. Чми) закрыта четвертичными отложениями, в связи с чем верхи ааленской и байосская толщи были изучены в истоках рек Суаргом и Армхи (соответственно левый и правый притоки р. Терек). На правом берегу р. Терек под известняками J_3 залегают аргиллиты (видимая мощность 50 м) батского [3] возраста. Общая мощность отложений северного крыла антиклинория составляет 5–6 км.

Характер залегания отложений довольно сложный (см. фиг. 2). В целом для зоны развития кливажа в пределах южного крыла антиклинория и большей части северного характерна высокая дислоцированность (смятие в складки, раздробленность большим числом разрывных нарушений разного масштаба). Все крупные разрывы южного крыла наклонены к югу и носят характер чешуйчатых надвигов, взбросо-надвигов и взбросов. При этом различные свиты нигде не имеют нормального стратиграфического контакта – он везде тектонический, т.е. отложения разных свит залегают в пределах обособленных тектонических чешуй.

Отложения кистинской свиты между Дарьяльским и Гвелетским массивами весьма интенсивно смяты и рассечены многочисленными разрывами. Однако на восточной периферии Дарьяльского массива (р. Кистинка, см. фиг. 1), где в основном проводилось изучение свиты, залегание слоев более спокойное.

В пределах северного крыла антиклинория на участке между Дарьяльским массивом и Нелхским разломом прослеживается несколько крупных сопряженных антиклинальных и синклинальных структур, осложненных более мелкими складками; к северу от разлома степень смятия слоев постепенно уменьшается и в районе северного окончания профиля наблюдается круто (почти вертикально) залегающая моноклиналь, выполаживающаяся вблизи от контакта с верхнеюрской известняковой толщей. Плоскости крупных разрывных нарушений северного крыла антиклинория наклонены к северу.

В целом однообразный характер дислокаций в пределах южного крыла и ослабление интенсивности смятия слоев в северном направлении в пределах северного крыла обусловливают существование определенной асимметрии структуры антиклинория. Степень и характер дислоцированности пород, развитие кливажа значительно влияли на формирование минерального состава пород, и в частности глинистых отложений.

Характеристика глинистых минералов. Для выяснения минерального состава глинистых пород из отложений различных структурно-фациальных зон с помощью дифракционных методов была изучена представительная коллекция образцов. Рентгеновское изучение (более 80 образцов) проводилось с целью установления фазового состав глинистой фракции < 0,001 мм (ориентированные препараты и порошки) на дифрактометре ДРОН-2 (Си K_{α} -излучение). Электронографическое изучение (35 образцов) в основном было направлено на выявление политипных модификаций слюд, определение параметров их элементарных ячеек и осуществлялось с помощью метода косых текстур. Исследование проводилось на электронографе ЭР-100 с ускоряющим напряжением в 100 кВ.

В пределах изученного профиля наибольшее распространение получают слюдистые минералы и хлорит; гораздо в меньшей степени в настоящее время развит каолинит; другие слоистые силикаты встречаются редко. Но несмотря на близость фазового состава глинистых пород разным частям профиля присущи свои минералогические особенности, характеризующие специфику формирования тех или иных частей толщи. На фиг. 2 приведены некоторые минералогические параметры в пределах профиля.

Слюдистые минералы¹. Во всех изученных образцах в больших или меньших

¹Термины гидрослюда и серицит используются в соответствии с классификацией, изложенной в работе [17].

количествах неизменно присутствует диоктаэдрический слюдистый минерал в основном мусковитового ряда. Для образцов большей части профиля – за исключением самой северной области – дифракционная картина (фиг. 3) показывает, что целочисленная серия базальных отражений с $d_{002} = 10,0$ Å не изменяется при обработке органическими жидкостями и при прокаливании при 550°C. Это обстоятельство свидетельствует об отсутствии разбухающих межслоев в слюде.

В северной части профиля располагается зона отложений, заметно отличающихся от развитых южнее. Здесь в глинистых породах наряду с собственно слюдой, почти не содержащей разбухающих межслоев, появляется смешанослойный минерал слюда – смектит, в котором содержится до 20–30% смектитовых пакетов. На дифрактограммах ориентированных препаратов образцов в воздушно-сухом состоянии в малоугловой области наряду с 10 Å рефлексом слюды четко проявляется отражение, значение d которого для разных образцов колеблется в пределах 10,6-11 Å. После насыщения глицерином это отражение исчезает, появляется сверхрефлекс с $d \simeq 12,9$ Å, а на профиле слюдистого 003 рефлекса с d= 3,33 Å со стороны меньших углов θ фиксируется заметный перегиб от отражения с $d \sim 3.4$ Å. На дифрактограммах образцов, насыщенных этиленгликолем, это отражение отсутствует; сверхрефлекс, усиливаясь, смещается в область больших углов θ (до значений d = 12,6 Å); кроме того, наряду с интенсивным 5,0 Å рефлексом слюды появляется отражение с $d \sim 5,2$ Å (см. фиг. 3, обр. 498). После прогрева образцов при 550°С остается единая серия базальных отражений с d_{no1}, равным 9,98-10,0 Å (лишь на некоторых дифрактограммах наблюдается раздвоение 002 и 003 рефлексов, что является дополнительным подтверждением наличия в образце слюдистого минерала и смешанослойной фазы слюда - смектит).

Перечисленные факты свидетельствуют о том, что переслаивание слюдистых и смектитовых слоев в смешанослойном минерале осуществляется с тенденцией к упорядоченному чередованию при факторе ближнего порядка $S \ge 1$ [10, 11]. Подобные дифракционные картины наблюдаются практически для всех образцов этой части разреза; кроме того, в верхней его части в слюдистом минерале, представляющем собой основную фазу, число разбухающих межслоев увеличивается до 15%. Отметим также, что на дифрактограммах многих прокаленных образцов значение *d* третьего порядка занижено (d_{003} 3,31–3,32 Å при d_{001} 9,98–10 Å), что, вероятно, связано с высокой дисперсностью слюдистых минералов.

Анализ полученных электронограмм косых текстур (ЭКТ) позволил установить, что слюдистые минералы представлены различными политипными модификациями – 1М и 2M₁, распределение которых в разрезе достаточно закономерно (табл. 1). В отложениях кистинской свиты содержится слюда политипной модификации 2M₁. К северу от Дарьяльского гранитоидного массива прослеживается довольно широкая полоса развития слюд 2M₁ (см. фиг. 2); далее к северу сначала в минимальных, а затем все в более значительных количествах появляется слюда модификации 1М, которая в ааленских отложениях начинает преобладать. В байосских и батских толщах опять ведущую роль играет слюда 2M₁, причем в некоторых образцах слюда 1М отсутствует вовсе (см. табл. 1).

В отложениях южного крыла антиклинория в основном распространена слюда политипной модификации 2M₁. В этой связи довольно неожиданно появление в некоторых образцах из гудошаурской свиты ощутимой по количеству примеси слюды 1M.

Следует отметить, что в рассматриваемом случае гидрослюды политинной модификации 1М (прежде всего это касается северной части профиля) содержат значительно меньше дефектов по сравнению с другими разрезами, изученными ранее [7, 8], где примерно на том же стратиграфическом уровне фиксируется



смесь гидрослюд 1M и 1Md. Отсутствие 1Md выражается в более четких рефлексах 021, 111 (k = 3n) и в отсутствии фона между ними на ЭКТ исследованных образцов.

В некоторых образцах слюд из глинистых сланцев кистинской свиты базальное отражение первого порядка характеризуется необычно низким (9,82 Å) значением d, a у рефлексов следующих порядков наблюдается отчетливое расщепление: 4,97 и 4,83; 3,32 и 3,21; 1,994 и 1,928 Å. При съемке дифрактограмм образцов с более тонкими (0,25 мм) приемными щелями проявляется расщепление и первого базального отражения (см. фиг. 3, обр. 54). Появление в образцах



Фиг. 3. Дифрактограммы фракций < 0,001 мм глинистых минералов

Препараты: с — исходный, б — насыщенный глицерином, с — прокаленный до 550°С; для обр. 1054 приведена дифрактограмма исходного препарата, снятая с более медленной скоростью, чем остальные

слюд дополнительной серии рефлексов свидетельствует о присутствии в них парагонита (в обр. 54 Na 2O 3,65%). Кроме того, наличие слабых по интенсивности рефлексов с межплоскостным расстоянием 4,90; 3,26 и 1,960 Å позволяет предполагать существование некоторого количества смешанослойной парагонитмусковитовой фазы [25, 26]. Изучение образцов с наибольшим содержанием парагонита с помощью электронографического метода косых текстур вполне определенно показывает наличие фазовой смеси парагонита и мусковита. Об этом свидетельствует дифракционная картина на ЭКТ этих образцов, которая представляет собой двойную систему рефлексов как от мусковита, так и от парагонита. Геометрический анализ, индицирование и анализ распределения интенсивностей рефлексов на полученных ЭКТ позволил установить, что обе диоктаэдрические слюды характеризуются политипной модификацией 2М₁, и определить раздельно параметры элементарных ячеек мусковита и парагонита (см. табл. 1).

Присутствие парагонита отмечено не во всех изученных образцах кистинской

Таблица 1

Но-	Параметры элементарной ячейки				Политипные модифи- кации слюпистых ми-	Свита, ярус, в которых отобра-
об- раз- ца	a, Å	а, А b, А с, А β,град		нералов и их соотно- шения	ны образцы	
	l	1	Gaara	r	1	1
			Север	ное крыло а	нтиклинория	
415	5,20	9,01	20,04	95,8	2M ₁	Верхний байос — бат (?)
623	5,20	9,015	20,09	95,8	$2M_1 2M_1 > 1M$	Байос
	5,20	9,015	10,2	101,7	1M -	
413	5,19	9,0	20,08	95,8	$2M_1 1M > 2M_1$	Аален
	5,19	9,0	10,2	101,8	1M	
411	5,19	9,0	20,04	95,8	$2M_1 1M > 2M_1$	*
	5,19	9,0	10,19	101,5	1M -	
408	5,20	9,0	20,07	95,7	$2M_1$ $1M > 2M_1$	Toap
	5,20	9,0	10,19	101,5	1M -	
407	5,200	9,006	20,08	95,9	$2M_1 2M_1 > 1M$	*
	5,200	9,006	10,19	101,6	1M	
406	5,196	9,000	20,176	95,9	$2M_1 2M_1 > 1M$	*
	5,196	9,000	10,244	101,6	1M	
403	5,196	9,000	20,125	95,98	$2M_1 \gg 1M$	*
401	5,196	9,000	20,162	95,9	$2M_1 \gg 1M$	Ларская
400	5,200	9,006	20,139	95,7	$2M_1 \gg 1M$	D
398	5,196	9,000	20,274	95,99	2M ₁ , следы 1М	n
391′	5,20	9,006	20,14	95,7	2M ₁	7
477	5,20	9,006	20,14	96,0	2M ₁	Циклаурская
476	5,21	9,02	20,06	95,9	2M ₁	*
475	5,20	9,00	20,11	95,9	2M ₁	*
			ر	Ядро антикл	инория	
132	5,20	9,0	20,08	95,8	2M ₁ , незначительная примесь параго-	Кистинская
	5.20	8.9	20,08	95.8	нита	
127	5,20	9,0	20,09	95,9	2M,	7
	5,20	8,9	20,09	95.9	Примесь парагонита	
37	5,20	9,0	20,08	95,8	2M,	n
	5,20	8,9	20,08	95,8	Примесь парагонита	
58	5,19	9,0	20,05	95,9	2M1	*
55	5,20	9,0	20,08	95,8	2М, мусковит	*
	5,14	8,90	19,36	95,1	2М, парагонит	*
54	5,20	9,0	20,08	95,8	2М, мусковит	*
	5,14	8,90	19,36	95,1	2М, парагонит	*

Полнунпные модификации и параметры элементарных яческ слюдистых минералов

Таблица 1 (окончание)

н.	Параметры элементарной ячейки				Политилные модифи-	Секта, ярус, в	
мер об- раз- ца	a, A	b, A	c, Å	β ∍град	нарилси и их состно- цения	ны образцы	
7	-	1 1	Южно	 De крыло ан:	! гиклинория	I	
362 363 364 343	5,196 5,20 5,207 5,220	9,000 9,016 9,018 9,042	20,161 20,09 20,122 20,057	95,8 96,0 95,8 95,8	2M ₁ 2M ₁ 2M ₁ 2M ₁ 2M ₁	Циклаурская » Шиклаурская, вулканогенный	
345/1 346 347 351 353 359 360	5,217 5,217 5,217 5,211 5,210 5,207 5,21	9,035 9,036 9,036 9,026 9,024 9,018 9,03	20,005 20,061 20,047 20,10 20,054 20,120 20,10	95,7 95,8 95,8 96,0 95,8 95,7 96,0	2M ₁ 2M ₁ 2M ₁ 2M ₁ 2M ₁ 2M ₁ 2M ₁	горизонт * * Казбекская * *	
381 382	5,20 5,203 5,203	9,01 9,012 9,012	20,10 20,129 10,207	96,0 95,9 101,05	$2M_{1}^{2}$ $2M_{1}^{2}$ $1M_{1}^{2}$ $2M_{1} > 1M_{1}^{2}$	Гудошаурская »	
383 367 369 379	5,204 5,204 5,200 5,20 5,200 5,200 5,200	9,015 9,015 9,006 9,01 9,006 8,9	20,08 10,12 20,159 20,17 20,170 20,170	95,8 95,8 95,9 96,0 95,8 95,8	$\frac{2M_{1}}{1M} 2M_{1} > 1M$ $\frac{2M_{1}}{2M_{1}}$ $\frac{2M_{1}}{2M_{1}}$ $Chenny hadalohuta$	» Казбекская (юж- ный выход) Бурсачирская	
374	5,203	9,012	20,141	95,9	2M1	> 3	

свиты. Наибольшее (до 40%) его количество (по сравнению с мусковитом) отмечено в самых низах разреза, в слоях, находящихся вблизи контакта с палеозойскими гранитоидами Дарьяльского массива (район горы Гургала); существенно меньше (~ 10%) его в образцах верхней части свиты (южный склон горы Молчечкорт), в некоторых образцах он отсутствует.

В отложениях других стратиграфических интервалов достоверно парагонитовая фаза не устанавливается. Вместе с тем на дифрактограммах ряда образцов из самых верхов разреза южного крыла отмечаются слабые рефлексы с *d*, приблизительно равным 4,87 и 3,25 Å (см. фиг. 3, обр. 379 из бурсачирской свиты), что указывает на присутствие в слюдах некоторого количества парагонитовых слоев; о том же свидетельствуют электронографические данные (см. табл. 1).

Степень кристалличности слюд. Сравнение дифрактограмм образцов из разных частей профиля показывает, что характер окристаллизованности минералов различен. Для оценки этого параметра слоистых силикатов используют различные индексы кристалличности (Уивера, Кюблера, Вебера, Флеминга). Как отмечалось рядом исследоваталей [26 и др.], индексы кристалличности обладают целым рядом недостатков, поскольку отчасти зависят от некоторых обстоятельств, прямо не связанных с состоянием минералов. Тем не менее они широко используются, так как при достаточно большом числе определений индексов кристалличности этот параметр дает статистическую картину, реально отображающую существующие тенденции в преобразовании слоистых силикатов. Для изученного профиля нами были определены индексы кристалличности слюды по методике Кюблера [28]. Индекс Кюблера наиболее применим к породам, претерпевшим значительные постдиагенетические преобразования, которые как раз и получили наибольшее распространение в пределах изученного профиля. На рис. 2 показано, как меняются значения индекса кристалличности (ИК) в разных частях профиля. Наименьшие значения ИК присущи отложениям кистинской, циклаурской и низам ларской свиты (0,21° Δ 20). По направлению к северу ИК возрастает, достигая 0,5° Δ 20. В более молодых отложениях в ряде образцов рефлексы на дифрактограммах становятся весьма широкими за счет наложения рефлексов от собственно слюд и от смешанослойных иллитсмектитовых образований, что особенно отчетливо выражено в ааленских отложениях. Интересно, что в байосских и батских отложениях величина ИК несколько уменьшается.

В пределах развития пород южного крыла антиклинория величина ИК меняется гораздо в меньшей степени. Для циклаурской, казбекской и гудошаурской свит наблюдаются близкие значения ИК (0,20–0,22° Δ 20); для более молодых отложений бурсачирской свиты характерны несколько более высокие (до 0,25° Δ 20) значения ИК. Однако это явление может быть связано не столько с уменьшением степени переработки пород толщи, сколько с появлением небольшой примеси парагонита.

Как видно из табл. 1 и фиг. 2, достаточно ясно выраженной закономерностью является изменение в разных частях профиля параметра *b* слюдистых минералов. Если для слюд северного разреза характерны значения *b* 9,00–9,006 и только для одного образца 9,02 Å, то в пределах южной части разреза подавляющее большинство образцов слюд характеризуется относительно повышенными значениями параметра *b*, которые достигают наибольших величин в верхней части циклаурской свиты, содержащей вулканогенные образования – подушечные лавы и силлы: параметр *в* увеличивается здесь в отдельных образцах до 9,042 Å. В более высоких горизонтах толщи значения этого параметра для слюд понижаются, но все равно остаются выше, чем в слюдах из отложений северного разреза.

Хлорит является вторым по распространенности глинистым минералом после слюдистых минералов. Содержание его в породах профиля меняется достаточно закономерно. На фиг. 2 показаны соотношения хлорита и слюдистых минералов в разных частях разрезов (оценка соотношения проведена по интенсивностям 7 и 10 Å рефлексов, $K = I_{xn}/I_{cn}$.). В пределах северного разреза, за исключением трех образцов из низов ларской свиты, где хлорит доминирует, практически повсеместно он находится в подчиненных количествах. В самой верхней части разреза – там, где в ааленских отложениях появляется каолинит, количество хлорита сокращается, и в некоторых образцах он полностью вытесняется каолинитом

Особое положение занимают отложения кистинской свиты, в которых хлорит либо отсутствует вовсе, либо находится в резко подчиненных количествах.

Иначе ведет себя хлорит в отложениях южного крыла: в породах циклаурской свиты он повсеместно преобладает, причем в прослоях глинистых сланцев из вулканогенно-осадочной толщи его количество существенно возрастает. В средней части южного разреза – в породах казбекской и гудошаурской свит соотношение слюд и хлоритов бывает различным, с преобладанием то одного, то другого минерала. В верхней части разреза наблюдается преобладание слюды над хлоритом.

Как видим, максимальные содержания хлорита присущи глинистым сланцам из вулканогенно-осадочной толщи. Причем они здесь оказываются достаточно термостойкими: если во всех других случаях при прокаливании образцов до 550°С 7 Å рефлекс почти исчезает (остаются очень слабые пики), то хлорит из этих сланцев хотя и демонстрирует уменьшение интенсивности 7 Å рефлекса при t = 550°C, но все же остается вполне отчетливо выраженным, достигая 0,5–0,8 от интенсивности 14 Å рефлекса (см. фиг. 3, обр. 343).

Как и в случае слюд, вдоль профиля меняется окристаллизованность хлорита. При этом пределы вариаций ИК заметно ниже (~ 0,2-0,25° Δ 2 θ), чем у слюды. В целом их окристаллизованность изменяется в одном направлении, что хорошо видно на фиг. 4,*a*, построенной для северного разреза; для южного разреза (см. фиг. 4, δ) изменения ИК незначительны, и точки, соответствующие усредненным значениям ИК по разным свитам, занимают компактное поле.

В тех случаях, когда по дифрактограммам порошков можно было установить для хлоритов значения d_{aso} , полученные результаты свидетельствовали



Рис. 4. Соотношения индексов кристалличности слюды и хлорита для северной (a) и южной (б) частей профиля, построенных соответственно по данным для индивидуальных образцов (a) и по усредненным величинам ИК для разных свит (ск — циклаурской, kz — казбекской, gd — гудошаурской, bs — бурсачирской)

о том, что параметр b варьирует в пределах 9,26-9,32 Å. При этом закономерных изменений его по профилю нами не отмечено, что возможно, связано с недостаточным числом определений и обусловлено также рядом методических трудностей.

Установление политипии хлоритов представляет определенную сложность из-за постоянного присутствия в образцах слюдистых минералов, рефлексы которых накладываются на характеристические рефлексы хлоритов для разных политипных модификаций. Достаточно уверенно можно судить о политипии только там, где наблюдается резкое преобладание хлорита над слюдой. Так, в породах циклаурской свиты достаточно уверенно устанавливается политипная модификация хлорита IIb (рефлексы 2,59; 2,54; 2,42; 2,39; 2,25 Å [27]). В кварцевых жилках альпийского типа (циклаурская и казбекская свиты) встречаются обильные выделения хлорита, который тоже легко идентифицируется как IIb. Учитывая, что эта разновидность хлорита является наиболее устойчивой для пород, сформированных в условиях повышенных давлений и температур, можно достаточно уверенно говорить о распространении хлорита IIb в пределах области развития кливажа. О химическом составе хлоритов этой зоны до некоторой степени можно судить по составу хлорита из альпийских жилок (табл. 2, обр. 343, 344).

Гораздо сложнее установить характер политипных модификаций хлорита в наименее измененных ката- и метагенетическими процессами аргиллитах северной части профиля. Здесь в породах среди глинистых минералов преобла-

Оксиды	Циклаурская свита, и хлоритовым за	жилки с кв а рцевым полнением	Р. Урух, верхний тоар, солиты, обр. 615
	обр. 343	обр. 344	
SiO ₂	23,83	25,82	29,91
TiO ₂	Hēt	Нет	0,31
Al ₂ O ₃	20,89	21,44	22,20
Fe ₂ O ₃	11,20	10,32	9,29
FeO	17,71	14,38	20,08
MnO	1,47	0,61	0,01
CaO	1,69	0,31	0,17
MgO	13,06	16,55	4,28
Na ₂ O	0,11	0,11	0,27
K ₂ O	0,07	0,07	0,87
H ₂ O ⁻	0,12	Нет	2,40
H ₂ O ⁺	9,37	10,05	10,18
CO	Нет	Her	Нет
C 1	*	*	0,12
P205	0,38	77 .	0,06
Сумма	99,90	99,66	100,22

дает гидрослюда, что затрудняет прямое решение вопроса. В одновозрастных отложениях из других районов Центрального Кавказа, находящихся примерно на той же стадии вторичных преобразований, отобраны образцы диагенетических оолитов, сложенных хлоритом [6]. Этот хлорит достаточно уверенно диагностируется как относящийся к политипной модификации 1b. Причем он, видимо, являет собой смесь политипов $Ib (\beta = 97^{\circ})$ и $Ib (\beta = 90^{\circ})$, так как в характеристической области наблюдаются рефлексы, типичные как для одной, так и для другой разновидности. В табл. 2 (обр. 615) указан химический состав хлорита из диагенетических оолитов. Приведенные данные о политипии и химическом составе хлоритов касаются прежде всего сравнительно крупных аутигенных диагенетических образований, в то время как в аргиллитах содержится обломочный хлорит, который может существенно отличаться от аутигенного. К сожалению, вопрос о типе хлорита глинистых пород из этой части разреза остается открытым.

В пределах северной части профиля область перехода от аргиллитов к глинистым сланцам представляет особый интерес, так как в ней, видимо, происходят наиболее существенные минеральные трансформации. Здесь, в частности, выделяется неширокая (первые километры) полоса отложений, в слюдистых минералах которой (если двигаться в южном направлении) наблюдается заметное сокращение признаков смешанослойности. Однако эту зону выделяет прежде всего то, что в глинистых породах хлорит не диагностируется в своем обычном виде. На дифрактограммах образцов (см. фиг. 3, обр. 405) видно, что наряду с отражениями 001 слюды фиксируются рефлексы с межплоскостными расстояниями 7,1 (наиболее интенсивный) и 3,53 Å. Они не изменяются при обработке препаратов органическими жидкостями и сохраняются при прогреве до 450°С. Прокаливание до 550°С приводит к увеличению межплоскостных расстояний до 7,3 и 3,65 Å. Межплоскостное расстояние d , 🖉 55 Å лифрактограммы порошка соответствует параметру b = 9,30 Å. Кроме того, от. эчается очень слабый рефлекс с d = 4,7 Å. Наличие этого слабого отражения и отсутствие 14 Å рефлекса, характерного для хлоритов, в сочетании с поведением рефлексов, зафиксиро-



Фиг. 5. Фотографии глинистых сланцев (сканирующий электронный микроскоп) а — кристалл андалузита в серицитовой вмещающей массе; б — развивающийся по андалузиту серицит; в — кливажированные глинистые сланцы с включениями линзовидных зернышек кварца; г — листочек деформированной терригенной слюды в глинистом сланце

ванных на дифрактограммах (см. фиг. 3), позволяет считать, что эта минеральная фаза является смешанослойным образованием хлорит – серпентин.

Результаты расчетов, проведенных Б.А. Сахаровым, показывают, что на дифракционных картинах от смешанослойных хлорит-серпентиновых минералов 14 Å отражение исчезает, если содержание серпентиновых слоев в пакете превышает 30%. Вместе с тем в нашем случае не исключено наличие железистого хлорита в механической смеси с собственно серпентиновым минералом.

Необычное для изученного разреза образование встречено также в низах казбекской свиты (южная часть профиля). В одном из образцов наряду со слюдой и хлоритом присутствует упорядоченный смешанослойный минерал слюда-хлорит (фиг. 3, обр. 353). На дифрактограмме фиксируются рефлексы с d, равными 12,5; 7,0 и 3,45 Å, которые являются вторым, третьим и седьмым порядком базальных отражений смешанослойного минерала слюда-хлорит. При насыщении органическими жидкостями, а также при прокаливании образца до 400°С дифракционная картина не меняется. Очевидно, межплоскостное расстояние 12,5 Å несколько завышено за счет "затягивания" рефлексом с d = 14,1 Å. После прокаливания образца при 550°С на дифрактограмме остается только отражение с d = 11,9 Å. Обработка образца в кипящей 10%-ной HC1 приводит к полному разрушению хлоритового и смешанослойного минералов, после чего на дифрактограмме фиксируется только целочисленная серия базальных отражений слюды.

В некоторых образцах, отобранных из той же части толщи, отмечается слабый рефлекс с *d* = 12,5 Å, который, видимо, также можно связывать с присутствием примеси смешанослойного минерала этого типа.

Каолинит в породах профиля встречается только в пределах его северного края в аргиллитах средней юры и находится в подчиненном количестве по сравнению с гидрослюдой.

Помимо глинистых минералов в сланцах местами отмечены другие аутигенные силикатные минералы. Весьма характерно для некоторых горизонтов кистинской свиты появление в них андалузита (хиастолита). Его кристаллы размером от 0,3 до 1,5 мм обычно образуют обильную вкрапленность в сланцах с примесью углистого материала (фиг. 5, *a*). Помимо андалузита в тех же горизонтах иногда встречается Mg-кордиерит.

В нижней части кистинской свиты – в относительной близости от контакта с гранитоидами – в одной из глинистых пачек отмечались выделения кристаллов хлоритоида, особенно обильных в мелких (1-2 мм) трещинках, рассекающих глинистые сланцы.

На дифрактограммах фракции < 0,001 мм иногда отмечаются рефлексы, свидетельствующие о присутствии в ней примеси полевых шпатов. Эти рефлексы становятся более отчетливо выраженными в направлении увеличения степени вторичных преобразований пород, т.е. в южном направлении. Максимальные количества полевых шпатов отмечены в горизонтах глинистых сланцев из вулканогенно-осадочной толщи; судя по данным химического анализа, они представлены здесь натриевыми разностями. Сходным образом ведет себя аутигенный кварц – его рефлексы на дифрактограммах становятся наиболее отчетливыми в зоне наиболее интенсивного кливажа.

ФОРМИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

По ряду минералогических и геохимических параметров кистинская свита, залегающая в основании юрской толщи, отличается от отложений всей остальной части разреза, поэтому рассмотрим ее отдельно.

Как видно из приведенных результатов исследования, особенностью глинистых пород кистинской толщи является преобладание в их составе слюдистых минералов при явно подчиненном количестве хлорита или его полном отсутствии. Кроме того, в сланцах часто отмечается андалузит (хиастолит) и продукты его замещения. Для пород этой толщи характерно также появление помимо слюды мусковитового ряда – примеси парагонита, иногда достаточно значительной. Формирование современной ассоциации силикатных минералов в сланцах обусловливалось не только интенсивными постдиагенетическими преобразованиями, но и в значительной степени было предопределено первоначальным минеральным и химическим составом лейасовых осадков. Реконструировать первоначальный состав осадков можно с учетом условий их образования.

Данные фациального анализа, как полученные ранее [24], так и дополненные нашими наблюдениями, позволяют судить о том, что эти отложения накапливались в мелководном бассейне в относительной близости от береговой линии. Водоем, очевидно, изобиловал островами; от него местами отшнуровывались отдельные его части, которые заболачивались, зарастали, что обусловливало накопление в осадках растительного органического вещества. Терригенный материал, сносившийся в водоем с суши, представлял собой продукты разрушения палеозойских кристаллических сланцев и гранитогнейсов. Поэтому не вызывает сомнения то, что в осадках было достаточно много слюдистых минералов. Одновременно с берега, очевидно, поступал каолинит, который формировался в корах выветривания и в озерно-болотных системах. В пользу этого предположения свидетельствуют данные по минеральному составу континентальных толщ, развитых в более северных районах. Так, в глинистых породах угленосной хумаринской свиты (нижний плинсбах, Лабино-Малкинская СФЗ) ведущую роль играет каолинит, в то время как гидрослюда находится в подчиненных количествах [8]. В одновозрастных морских отложениях (Кыртыкская впадина) установлена гидрослюда-каолинитовая ассоциация. Сходный состав глинистых пород отмечен в породах и других СФЗ. Таким образом, в раннеплинсбахское время, когда в центральных частях прогиба Большого Кавказа формировалась верхняя часть кистинской свиты, в смежных с севера районах в одновозрастных отложениях каолинит и гидрослюда были основными компонентами глинистых осадков. Кроме того, в водоемах, где происходило накопление отложений кистинской свиты, обстановка была такова, что в осадках, интенсивно обогащенных органическим веществом (растительного происхождения), в результате диагенетических процессов должен был формироваться аутигенный каолинит. Поэтому с большой долей вероятности мы можем судить о том, что минеральный состав осадков кистинской свиты определялся присутствием в них слюды, гидрослюды, каолинита (аллотигенного и аутигенного); хлорит находился в существенно подчиненном количестве.

На последующие – постдиагенетические – минеральные преобразования оказало влияние также то обстоятельство, что осадки были резко обеднены многими химическими элементами (Fe, Mn и др.), содержания которых существенно ниже, чем в остальных толщах юрского разреза.

Современный минеральный состав отложений кистинской свиты в основном сформировался под действием интенсивных боковых стрессовых нагрузок, т.е. в результате динамометаморфизма, о чем свидетельствует развитие кливажа и ориентация чешуек глинистых минералов вдоль кливажных плоскостей. Вместе с тем переработка и перекристаллизация первичного осадочного материала не были одноактным процессом. На это указывает присутствие в породах минералов, сформировавшихся на определенной стадии постдиагенетических преобразований пород, но в дальнейшем (в новых РТ-условиях) подвергшихся значительным изменениям. К таким минералам относится андалузит (точнее, его разновидность – хиастолит), достаточно широко распространенный в глинистых сланцах кистинской свиты. Практически во всех случаях, когда в породах отмечались кристаллы андалузита, они оказывались в большей или меньшей степени замещенными другими минералами (см. фиг. 5, б). Если собственно андалузит характеризуется хорошо ограненными кристаллами, то при полном замещении его другими минералами образуются, как правило, овальные порфиробласты, заключенные в слюдистую массу.

Известно, что андалузит обычно рассматривается как минерал контактовых изменений [15 и др.]. В кистинской свите также появление андалузита связывалось с приконтактовой зоной с Дарьяльским и Гвелетским гранитоидными массивами. Однако, по данным Г.А. Чихрадзе [24], согласующимся с нашими наблюдениями, пачки глинистых сланцев с андалузитом в основном встречаются на некотором удалении от контакта (десятки и сотни метров), в то время как в некоторых промежуточных отложениях андалузит может отсутствовать. Г.А. Чихрадзе считает, что возникновение андалузитовой минерализации связано с прогревом пород в результате внедрения в толщу диабазовой магмы и образованием даек. Вероятно, этот фактор сыграл свою роль в появлении андалузитовой минерализации. Однако характер распределения андалузитсодержащих сланцев позволяет предполагать существование наряду с этой и пругих причин, влиявших на их образование. Андалузитовые сланцы в разрезе достаточно четко стратифицированы. Это обстоятельство свидетельствует в пользу того, что существенную роль в появлении андалузитовой минерализации играл изначальный состав отложений.

При изучении нижнеюрских отложений более северных районов (Кабардино-Балкария) при сопоставлении одновозрастных и образовавшихся в одинаковых

фациальных обстановках глинистых отложений гидрослюда-каолинитового состава было обнаружено, что в одном из разрезов (мукуланская свита, р-н Тырныауза) под воздействием температурного фактора, обусловленного внедрением в подстилающие породы интрузивных тел, образовалась андалузитовая минерализация за счет кремний-алюминиевых компонентов разрушавшегося в меняющихся термодинамических условиях каолинита [9]. Причем распространение минерализации, как и в толще кистинской свиты, носит стратифицированный характер. Отложения кистинской свиты и нижние горизонты перекрывающей ее циклаурской свиты, очевидно, также испытали воздействие повышенного теплового потока. Нам представляется наиболее вероятным, что существенное усиление теплового потока было связано с накоплением вулканогенноосадочной толщи (циклаурская свита, Бзыбско-Казбекская СФЗ), сопровождавшееся подводными излияниями лав и внедрением в отложения силлов. Находившиеся вблизи от области накопления вулканогенно-осадочной толщи породы кистинской свиты подверглись температурному воздействию, что и привело к образованию в каолинитсодержащих отложениях андалузитовой, а местами Ме-корпиеритовой минерализации. При этом в смежных районах, где наблюдаются выходы кистинской свиты (истоки р. Гизельдон, см. фиг. 1, б), но расположенные на большем удалении от области развития повышенного теплового потока, в породах андалузитовая минерализация отсутствует.

Параллельно, видимо, происходило формирование слюдистых минералов (мусковитового типа) по каолиниту. Реальность этого процесса установлена как экспериментальным работами [14], так и наблюдениями на природных объектах. Причем по аналогии с описанными нами ранее преобразованиями сходного типа [8, 9], очевидно, формировалась слюда политипной модификации 1М. Соотношение же новообразованных андалузита и слюдистых минералов скорее всего определялось наличием свободного реакционноспособного калия. Последнего в породах было недостаточно, а калийсодержащие обломочные минералы на той стадии преобразований были еще достаточно устойчивыми. Очевидно, именно в результате этих процессов произошло почти полное разрушение и исчезновение из разреза каолинита.

В дальнейшем породы продолжали погружаться под перекрывающие отложения, а соответственно менялись *PT*-условия. Однако существенное изменение термодинамических параметров наступило на этапе, когда в результате боковых стрессовых нагрузок начался новый этап переработки пород.

Сталия пинамометаморфизма сопровождалась развитием интенсивного кливажа и перекристаллизацией глинистых и других минералов. При этом в условиях высоких давлений образовывались слюды политипной модификации 2М,, среди которых ведущую роль играла слюда мусковитового ряда, но наряду с ней в подчиненных количествах возникал парагонит. Как показали исследования, распределение К и Na в глинистых сланцах в целом однотипно и контролируется расположением слюдистых листочков вдоль поверхностей кливажа. В виде примеси парагонитовый компонент встречается на разных уровнях разреза кистинской свиты, но наибольшие его количества фиксируются вблизи контакта толщи с дарьяльскими гранитоидами. По данным Г.Д. Афанасьева [2], палеозойский Дарьяльский массив изначально представлял собой биотит-кварцолигоклазовые плагиограниты, претерпевшие в дальнейшем сильное разгнейсование. Очевидно, в процессе динамометаморфизма в породах массива разрушались богатые натрием минералы (олигоклаз и др.), высвобожденный Na эвакуировался с растворами в перекрывающую гранитоиды кистинскую толщу. В последней в это время происходила перекристаллизация материала и Na вошел в состав новообразовавшихся слюд в виде самостоятельной фазы – парагонита либо смешанослойного парагонит-мусковитового минерала. В настоящее время

трудно оценить степень влияния этих растворов на псявление некоторых количеств парагонита в удаленных от гранитоидов сланцах, но вероятность такого влияния представляется вполне реальной. Вместе с тем не исключено, что дополнительным источником натрия могли быть обломочные Na-содержащие минералы, ставшие неустойчивыми в условиях динамометаморфизма.

Минеральные ассоциации северного крыла мегантиклинория. В пределах северного крыла развиты породы, претерпевшие существенно различные по интенсивности постлиагенетические преобразования. В наименьшей степени подверглись вторичным изменениям аргиллиты самой северной части профиля. Поскольку после накопления отложений кистинской свиты в домерское ааленское время принципиальных различий в источниках сноса терригенного материала не было, можно с достаточной вероятностью считать, что минеральный состав аргиллитов аалена северной части разреза в наибольшей степени отражает первичный состав осадков также и домер-тоарской толщи. Как было показано выше, в ааленских породах содержатся: гидрослюда, смешанослойный минерал гидрослюда-смектит, каолинит и хлорит. Отложения этого стратиграфического интервала опускались примерно на глубины 3,5-4 км. В связи с этим следует предполагать, что первоначально в смешанослойных минералах присутствовал гораздо более высокий процент смектитовых слоев. Соотношения хлорита и каолинита варьировали в отложениях различных фаший, но, как показывают наши данные по распределению глинистых минералов, в разрезах более северных районов в тоарских отложениях преобладал хлорит, среди слюдистых минералов ведущую роль играла гидрослюда политипной модификании 1М.

В байосское и батское время в связи с перестройкой структурного плана района [18 и др.], выразившейся в появлении в центральной части бассейна системы поднятий, несколько изменились источники сноса терригенного материала, что, в частности, нашло отражение в появлении иной ассоциации акцессорных минералов в песчано-алевритовых породах [5]. Возникшие поднятия слагались терригенными добайосскими отложениями (помимо кристаллического фундамента), которые к тому времени уже претерпели существенные постдиагенетические изменения. В результате их разрушения и сноса осадочного материала в водоем в осадках появилось гораздо большее количество гидрослюд политипной модификации 2М₁, вплоть до абсолютного ее преобладания (см. табл. 1, обр. 623, 415). Однако по сравнению с зоной развития кливажа, где также слюды представлены модификацией 2М₁, байосские гидрослюды содержат некоторое количество разбухающих межслоев и хуже окристаллизованы. Следует отметить, что в байос-батских отложениях Восточного Кавказа (Даrectaн) преобладают гидрослюды политипной модификации 1М и 1Md [7]. Такое отличие от отложений Центрального Кавказа обусловлено тем, что на востоке в течение всей ранней и средней юры определяющую роль в поставке терригенного материала играла крупная река, приносившая осадки с северо-востока, дренируя обширные области Скифской плиты и Русской платформы, т.е. наблюдаемые в настоящее время различия связаны прежде всего с изначальным составом глинистых осадков, который в свою очередь зависел от источников сноса терригенного материала.

Кливажированные сланцы северного крыла мегантиклинория прошли более сложный путь становления их минерального состава, чем аргиллиты аалена и байоса: вначале они испытали преобразования, сопуствовавшие погружению, а в последующем – стресс-метаморфизм. По мере накопления отложений нижние горизонты разреза погружались на глубину, оцениваемую примерно в 5,5-6 км, соответствующую мощности лейас-ааленской толщи. Соответственно разные горизонты разреза находились на различных стадиях катагенетических измене-

ний. Но уже в раннем байосе [18] в процессе структурной перестройки региона имела место складчатость и, очевидно, сформировался общий план кливажа, т.е. в это время преобразования в глинистых толщах, протекавшие ранее под воздействием РТ-факторов погружения, стали осуществляться прежде всего под воздействием боковых стрессовых нагрузок. Однако на этом этапе формирование кливажа не закончилось. Судя по тому, что в пределах южного склона Большого Кавказа кливаж развит в более молодых, чем байосские (вплоть до верхнемеловых), отложениях, можно судить о неоднократных проявлениях боковых стрессовых нагрузок, происходивших и в позднем мелу. Соответственно переработка терригенного материала возобновлялась не один раз. Данные микроскопических наблюдений показывают, что в глинистых сланцах присутствуют как новообразованная слюда, ориентированная вдоль кливажных плоскостей, так и остатки обломочной слюды (см. фиг. 5, 8, г). Но результаты рентгеновского анализа свидетельствуют о сходном составе глинистых минералов в пределах этой зоны, т.е. синтез новых и трансформация обломочных глинистых минералов шли в одном направлении, в результате чего возникла единая для всей зоны кливажа минеральная ассоциация, в которой серицит и хлорит характеризуются высокой степенью кристалличности.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что переход от спокойного, местами почти моноклинального на северном окончании профиля залегания слоев, сложенных аргиллитами, к области глинистых сланцев происходит в пределах относительно неширокой (несколько километров) зоны. Здесь, в направлении с севера на юг, быстро нарастает дислоцированность слоев и степень вторичных преобразований пород; отмечается смена соотношений политипных модификаций слюдистых минералов: к северу - преобладают гидрослюды 1М над 2М, (не считая баойсских отложений, о которых говорилось выше), южнее переходной зоны доминируют 2M₁ – серициты; в том же направлении быство развивается кливаж. Если в аргиллитах достаточно часто встречаются сидеритовые конкреции, то в глинистых сланцах появляются кремнистохлоритовые стяжения с сульфидной минерализацией. Это явление связано с метасоматическим замещением вещества карбонатных конкреций силикатными и сульфидными минералами – аналогичная картина отмечалась в сходных условиях на других геологических объектах [7, 8]. Кроме того, к переходной зоне приурочено появление минерала, который можно рассматривать как смешанослойный хлорит-серпентин, при почти полном отсутствии собственно Fe-Мg-хлорита.

Пространственно эта переходная зона связана с полосой субширотных разломов общекавказского простирания, отчетливо фиксируемых в более западных районах [1]. Причем эти разломы в ряде случаев носили конседиментационный характер и с ними иногда были связаны оползневые тела. К этой же субширотной зоне приурочены как месторождения (Садонское, Фиагдонское и др.), так и небольшие рудопроявления полиметаллических руд. Таким образом, развитые здесь отложения на определенной стадии находились в специфических условиях постдиагенетических преобразований, возможно, включавших и гидротермальную проработку, что способствовало, в частности, образованию такого минерала, как смешанослойный хлорит-серпентин. В этой связи отметим, что экспериментально было изучено преобразование в гидротермальных условиях каолинита в серпентины, а по ним в последующем формирование 2М₁-диоктаэдрических слюд [13]. Вполне возможно, что ранее на определенной стадии развития толщи в пределах зоны кливажированных глинистых сланцев серпентиновый минерал (или смешанослойный хлорит-серпентин) был развит более широко, чем сейчас, но в дальнейшем - в более жестких РТ-условиях формирования кливажа "трансформировался" в другие глинистые минералы, и в частности в $2M_1$ -серицит. В пользу этого предположения свидетельствует появление на некоторых дифрактограммах препаратов глинистых сланцев слабых рефлексов (7,3 Å), которые можно связать с присутствием в них некоторого количества серпентинового минерала. Причем севернее переходной зоны, т.е. в аргиллитах, не претерпевших особого рода преобразований, следы этого минерала не отмечаются.

Минеральные ассоциации южного крыла мегантиклинория. В пределах всего южного крыла в глинистых сланцах в той или иной степени развит кливаж и в целом они подверглись сходным преобразованиям, хотя между ними отмечаются некоторые различия. Так, в сланцах циклаурской и казбекской свит помимо основного направления кливажа местами проявляется секущая его система трещиноватости, что свидетельствует о более сложном пути развития этих толщ.

Как было показано выше (см. табл. 1), развитые здесь породы характеризуются рядом особенностей, среди которых прежде всего следует отметить увеличение параметра b серицитов по сравнению со слюдистыми минералами северного крыла. Причем максимальных значений b достигает в глинистых сланцах из вулканогенно-осадочного горизонта циклаурской свиты. Обращает на себя внимание совпадение повышения величины b серицитов и увеличения количества хлорита в породах (см. фиг. 2). Очевидно, это обстоятельство было обусловлено как первичным составом осадков, так и воздействием на глинистые осадки изливавшейся на дне моря лавы, а также внедрявшихся в них субвулканических тел - силлов, что приводило к обогащению осадков Fe, Mg и некоторыми другими элементами². Несомненно, специфика формирования вулканогенно-осадочной толщи оказала влияние на последующий минеральный состав сланцев, однако достаточно высокие (9,018-9,026 Å) значения параметра b характерны для слюдистых минералов казбекской свиты, а также для тех частей циклаурской свиты, где нет вулканогенно-осадочных горизонтов. В более молодых толщах (гудошаурская-бурсачирская) величина b меньше, но все же достигает 9,015 Å. Таким образом, практически для всего разреза южного крыла характерна в большей или меньшей степени фенгитизация серицитов. Одна из наиболее вероятных причин этого явления - состав исходного терригенного материала, сносившегося с кжной суши.

Как отмечает Чихрадзе Г.А. [24], среди минералов тяжелой фракции Дзирульской и Сванетской терригенно-минералогических провинций (ТМП), обеспечивающих поставку осадочного материала с юга, постоянно присутствуют биотит и хлорит, в то время как в Малка-Аргунской и Урух-Ардонской ТМП (в пределах северного борта) их нет. Б. Велде [29], рассмотрев ряд природных объектов, пришел к выводу, что в определенных условиях из исходных мусковита и биотита может формироваться фенгит; он также полагает, что совместные преобразования иллита (мусковита) и хлорита также способствуют возникновению фенгита и Аl-хлорита. Ч. Уивер и Б. Броекстер [30], рассматривая сходные вопросы на примере кембрийских сланцев Южных Аппалачей, считают, что в условиях относительно высоких температур и давлений протекала реакция: Аl-иллил + хлорит - фенгит + Al-хлорит (начальная эпизона). Нам представляется вполне вероятным то, что в нашем случае сходные реакции могли происходить на стадии стресс-метаморфизма с образованием фенгита. В пользу этого факта свидетельствует совпадение максимумов в содержании хлорита в сланцах и величины b слюдистых минералов.

Распределение хлорита в юрском разрезе южной части профиля, по всей видимости, на ранних стадиях образования толщи в целом контролировалось составом первичного терригенного материала. Однако на интервале, содержа-

²Как отмечал М.А. Беридзе [4], в приконтактовых частях пластов глинистых сланцев с вулканогенными пластовыми телами возникали адинолы.

щем вулканогенно-осадочные горизонты, специфические условия формирования отложений создали особо благоприятные условия для его возникновения, что првиело к резкому увеличению количества этого минерала в глинистых породах. Это подтверждается наличием обильных выделений хлорита в породах межподушечного заполнения вулканогенных горизонтов.

Учитывая, что в пределах всего южного крыла мегантиклинория развиты достаточно интенсивно кливажированные сланцы, т.е. в целом все они подверглись в общем близкой по интенсивности вторичной переработке, довольно неожиданным является присутствие в некоторых образцах сланцев гудошаурской свиты слюд политипной модификации 1М, количество которой хотя и меньше, чем слюды 2М₁, но все же достигает значительных содержаний (см. табл. 1). В этой связи отметим следующее. Рядом исследователей, занимавшихся вопросами условий образования различных политипных модификаций слюдистых минералов [16, 20, 23], было показано, что 1М-мусковиты часто бывают приурочены к ореолам гипротермально измененных пород в полях развития разного рода рудопроявлений, причем в окружающих породах может быть развита только 2М₁-слюпа. В рассматриваемом нами районе крупных рудопроявлений не выявлено. Вместе с тем именно в области развития сланцев гудошаурской свиты нами отмечались следы миграции рудного вещества в виде тонких удлиненных трубочек (диаметр 0,5 см, длина 10-30 см), ориентированных примерно вдоль плоскостей кливажа и заполненных сульфидными минералами. Таким образом, есть основание предполагать, что эти породы подверглись воздействию гидротермальных растворов, обусловливающих миграцию и отложение сульфидных минералов. Одновременно, очевидно, осуществлялась такая переработка силикатного материала, при которой возникала слюда политипной модификации 1М. Этог процесс мог не совпадать с этапом формирования преобладающей фазы – 2M₁-слюды. В итоге мы видим в породах совокупный результат этих процессов - сосуществование аутигенных слюд 1М и 2М₁.

Еще одним обстоятельством, усложняющим картину распределения глинистых минералов в юрской толще южного крыла мегантиклинория, является присутствие в некоторых образцах из отложений верхней части разреза (бурсачирская свита) примеси парагонита (или смешанослойного парагонит-мусковита). Если появление его в основании разреза юрской толщи (в сланцах кистинской свиты, подвергшихся наиболее сильным вторичным преобразованиям) вполне закономерно, то присутствие парагонитового компонента в самых верхах разреза требует специального объяснения. Представляется возможным связать это с тем, что одним из источников осадочного материала при накоплении этой части разреза были продукты разрушения и переотложения из района Закавказского массива вулканогенных образований байосской порфиритовой свиты, с относительно большим количеством Na-содержащих минералов. Обогащение ими некоторых горизонтов толщи привело к тому, что на стадии формирования кливажа под действием боковых стрессовых нагрузок осадочный материал был переработан и сформировалось некоторое количество Na-содержашей слюды - парагонита.

В нижней части казбекской свиты, как отмечалось выше, обнаружен своеобразный смешанослойный минерал слюда-хлорит, который в одном из анализировавшихся образцов содержится в значительных количествах и, возможно, в виде незначительной примеси в некоторых образцах, расположенных в разрезе по соседству. Однозначного решения вопроса, какими условиями было обусловлено его появление, у нас нет. Однако следует учитывать, что выходы толщи находятся сравнительно близко от молодого вулкана – Казбека. С ним связана деятельность минеральных источников, которые в настоящее время действуют как раз в пределах поля развития отложений казбекской свиты. Поэтому можно предположить, что здесь также существовали специфические условия локальной гидротермальной проработки пород, обусловившие появление смешанослойного минерала слюда-хлорит.

* *

Таким образом, при общих тенденциях формирования минерального состава глинистых пород (образование 2M₁-серицит-хлоритовой ассоциации) устанавливаются также и отличия между отложениями северного и южного крыльев мегантиклинория. В пределах северного крыла выделяются области развития аргиллитов, глинистых сланцев, а между ними – относительно неширокая переходная зона; причем глинистые сланцы в этой части профиля характеризуются достаточно однообразным минеральным составом. В пределах южного крыла аргиллиты отсутствуют и породы представлены только глинистыми сланцами, которые, однако, более разнообразны по минеральному составу: отмечаются существенные вариации в соотношении серицит – хлорит, увеличивается фенгитизация слюдистых минералов, в породах одной из свит появляются серициты политипной модификации 1 М, в сланцах из верхней части разреза обнаружена примесь парагонита. Очевидно, эти отличия были обусловлены как первичным составом отложений, накапливающихся в северной и южной частях бассейна, так и спецификой их вторичных преобразований.

В целом, резюмируя изложенное выше, схема формирования минеральных ассоциаций глинистых пород нам представляется следующим образом.

На ранних сталиях образования юрской терригенной толщи (кистинская свита, синемюр – ранний плинсбах) осадки накапливались в мелководном, местами заболачивающемся водоеме в основном в результате переотложения продуктов разрушения местных метаморфических и гранитоидных пород. Глинистая составляющая, по-видимому, была представлена слюдой, гидрослюдой, каолинитом, местами с примесью хлорита. В илах, обогащенных органическим веществом в основном растительного происхождения, в результате диагенетических процессов образовывался каолинит, который наряду с привнесенным из кор выветривания был одним из основных компонентов осадков. Минералообразующие возможности пиагенеза в это время проявились в максимальной степени. В дальнейшем (поздний плинсбах – аален) происходили углубление и расширение водоема, в результате чего значение местных (внутренних) источников сноса резко сократилось и основную роль начала играть поставка материала реками с северной и южной суши, что обусловило некоторые различия в составе осапков северного борта водоема и более южных его частей. На протяжении этого времени в составе глинистых минералов доминировали гидрослюда (смесь политипных модификаций 1M и 2M₁, с преобладанием 1M (1Md ?), смешанослойные иллит-смектитовые образования, хлорит, подчиненную роль играл каолинит, в осадки южной части бассейна дополнительно поступал биотит. Погружение отложений на глубину сопровождалось разнообразными катагенетическими преобразованиями (гидрослюдизация смешанослойных образований и т.д.). Вместе с тем РТ-условия, в которые попадали породы в разных частях осадочного бассейна, не были одинаковы. В пределах южной части района в конце плинсбаха – начале тоара во время накопления вулканогенно-осадочной толщи находившиеся поблизости породы (и прежде всего кистинской свиты) испытали воздействие повышенного теплового потока, что, по-видимому, и обусловило образование в обогащенных каолинитом породах андалузитовой и Ме-кордиеритовой минерализации. Глинистые же отложения, переслаивающиеся с вулканогенными горизонтами, в которые, кроме того, внедрялись силы, подверглись как тепловому воздействию, так и влиянию

сопутствовавших вулканической деятельности растворов. С этим, видимо, связано обогащение глинистых пород хлоритом.

В дальнейшем (вплоть до аалена включительно) катагенетические процессы в этложениях профиля протекали в основном в одном направлении (свидетельств каких-либо осложняющих процессов у нас нет), но в начале байоса их нормальный ход был нарушен появлением интенсивных боковых стрессовых нагрузок, что обусловливалось начавшейся тектонической перестройкой района. В результате переработка отложений усилилась и ускорилась: происходило образование кливажа и формировалась 2М, серицит-хлоритовая ассоциация в глинисгых породах. Проявления стрессовых напряжений возникали и позже (по крайней мере вплоть по позпнего мела), но уже на этой стации произошли главные преобразования пород и в основном сложился их минеральный состав. В частности, в пределах южной части профиля возникла фенгитизированная слюда. С перекристаллизацией пород в условиях стресса связано и появление парагонита в породах кистинской свиты; причем источником Na, видимо, были гранитоилные массивы, содержащие олигоклазы, которые при проявлении цинамометаморфизма разрушались, Na высвобождался и мигрировал вместе с растворами в перекрывающую кистинскую толщу. В верхах южного разреза присутствие Na-содержащих минералов в исходных осадках обусловило на стадии перекристаллизации пород появление некоторой примеси парагонита в сланцах.

Породы южной части профиля локально подвергались воздействию гидрогермальных растворов, с чем, видимо, связано появление в глинистых сланцах, содержащих 2M₁-серицит, примеси слюдистых минералов политипной модификации 1M, а также отмеченного в одном месте смешанослойного образования слюда-хлорит.

В байосское и батское (?) время, судя по данным о северной части профиля, в водоем начали поступать осадки, в составе которых в отличие от предыдующего периода преобладала гидрослюда политипной модификации 2M₁. Это обстоятельство было связано с началом размыва располагавшихся в центральной части бассейна поднятий, сложенных в том числе осадочными породами, подвергшимися к тому времени воздействию стрессовых нагрузок, отчасти кливажированных и содержавших в качестве основного слюдистого компоненга 2M₁-серицит. Таким образом, на этом этапе в осадочный процесс стал вовлекаться материал, который в лейасе – аалене участвовал в образовании мощной голщи, заполнявший прогиб Большого Кавказа; но теперь этот материал был качественно иным, будучи переработанным в катагенезе и под действием стрессовых напряжений. Иными словами, система Большого Кавказа поглотила, переработала и стала поставлять материал в водоемы, существовавшие в рамках той же раннеальпийской стадии развития Кавказа.

Следовательно, несмотря на количественно небольшой спектр минералов, слагающих глинистые отложения J_{1-2} , вариации их состава и соотношений в разрезе и на площади позволяют судить о длительной и сложной истории формирования минеральных ассоциаций в различных структурно-фациальных зонах, что в свою очередь определялось геологической историей Большого Кавказа в целом.

- 1. Ажгирей Г.Д. Геологический очерк Центрального Кавказа в пределах Северной Осетии и сопредельных территорий // Геология Центрального Кавказа. М.: Изд. УДН, 1968. С. 3-37.
- 2. Афанасьев Г.Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
- 3. Безносов Н.В. Байосские и батские отложения Северного Кавказа. М.: Недра, 1967. 179 с.
- 4. Беридзе М.А. Геосинклинальный вулканогенно-осадочный литогенез. Тбилиси: Мецниереба, 1983. 191 с.
- Безбородов Р.С. Литология верхнелейасовых и среднеюрских отложений центральной части северного склона Кавказа в связи с перспективами их нефтегазоносности // Геология и нефтегазоносность юга СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 107-254.
- 6. Гаерилов Ю.О. К вопросу об условиях образования оолитосодержащих горизонтов Северного Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 3. С. 145-148.
- 7. Гаврилов Ю.О., Ципурский С.И. Глинистые минералы нижне- и среднеюрских отложений Западного Дагестана // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 1. С. 105-121.
- Гаврилов Ю.О., Ципурский С.И. Глинистые минералы нижне- и среднеюрских отложений разных структурно-фациальных зон Центрального Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 6. С. 57-72.
- 9. Гаврилов Ю.О., Ципурский С.И. Постдиагенетические преобразования глинистых поро́д в условиях повышенных температур (на примере лейасовых отложений Центрального Кавказа) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 2. С. 445-448.
- 10. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.
- 11. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.
- 12. Кипиани Я.Р. Структура и геологическая история зоны сланцевой юры Главного Кавказского хребта (в пределах Хеви и Пшав-Хевсуретии): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Тбилиси: КИМС, 1985. 27 с.
- 13. Котельникова Е.Н., Котов Н.В., Франк-Каменецкий В.А. О структурных преобразованиях в ряду минералы группы каолинита – 7 Å (Al, Mg) серпентины – диоктаэдрические К-слюды в гидротермальных условиях // Кристаллохимия и структурные особенности минералов. Л.: Наука, 1976. С. 24–33.
- 14. Котов Н.В., Соболева С.В., Гойло Э.А. и др. Структурная преемственность при слюдообразовании по каолиновым минералам в гидротермальных условиях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 2. С. 68-80.
- 15. Мейсон Р. Петрология метаморфических пород. М.: Мир, 1981. 263 с.
- 16. Мхитарян Р.Г. Закономерности распределения политипных модификаций серицитов в околорудных породах главнейших колчеданных месторождений Армянской ССР // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1972. Т. 25. № 6. С. 10-14.
- 17. Омельяненко Б.И., Воловикова И.М., Дриц В.А. и др. О содержании понятия серицит // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 5. С. 69-87.
- 18. Панов Д.И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития. Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 154-207.
- Панов Д.И., Гущин А.И. Структурно-фациальное районирование территории Большого Кавказа для ранней и средней юры и регионально-стратиграфическое расчленение нижнесреднеюрских отложений // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 124-139.
- 20. Русинова О.В., Русинов В.Л. Вариации состава, политипия и условия образования диоктаэдрических калиевых слюд // Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений в вулканических толщах. М.: Наука, 1986. С. 41-59.
- 21. Ренгартен В.П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги // Тр. Всесоюз. геол.-развед. объединения ВСНХ СССР. 1932. Вып. 148. 79 с.
- 22. Ренгартен В.П. Об интрузиях района Военно-Грузинской дороги // Зап. ВМО. 1940. Ч. 69. Вып. 2-3. С. 296-302.
- Соболева С.В. Политипное разнообразие слюд: теоретический и прикладной аспекты // Минерал. журн. 1987. Т. 9. № 4. С. 26-41.
- 24. Чихрадзе Г.А. Литология нижне- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 203 с.

- Frey M. The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis // Sedimentology. 1970. V. 15. N 3/4. P. 261-279.
- Frey M. Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks // Low temperature metamorphism. Grasgow: Blackie, 1987. P. 9-58.
- Hayes J.B. Polytypism of chlorite in sedimentary rocks // Clays and Clay Minerals. 1970. V. 18. P. 285-306.
- Kübler B. Les argiles, indicateurs de metamorphisme // Rev. Inst. Franc. Petrol. 1964. V. 19. P. 1093-1112.
- Velde B. Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence // Amer. J. Sci. 1965. V. 263. P. 886-913.
- Weaver Ch.E., Broekstra B.R. Illite Mica // Shale-slate metamorphism in Southern Appalachians. Amsterdam; New York: Elsevier, 1984. P. 67-98.

І сологический институт РАН, Москва Поступила в редакцию 17.1.1992

УДК 553.32:549.08

© 1992 Горшков А.И., Дриц В.А., Путилина В.С., Покровская Е.В., Сивцов А.В.

ПРИРОДНЫЕ И СИНТЕТИЧЕСКИЕ БЁРНЕССИТЫ

Дано структурное обоснование различных разновидностей силтезированных и природных бёрнесситов: однослойных гексагональных с неупорядоченным распределением вакансий в пределах Мп-слоев; турбостратических с неупорядоченным наложением Мп-слоев и распределением вакансий; однослойных моноклинных с четко выраженной сверхпериодичностью в ab-плоскости; однослойных триклинных или двуслойных моноклинных с упорядоченным распределением вакансий.

Показано, что важным моментом в образовании бёрнесситов является формирование бузерита, который в процессе старения трансформируется в бёрнессит. Выяснено, что температура не решающий фактор в образовании бёрнесситов, поскольку в лабораторных условиях рассматриваемые минералы легко синтезируются в короткий период времени даже при 7°С.

Бёрнесситы относятся к семейству оксидов марганца со слоистой структу, сй. Впервые бёрнессит был описан Л. Джонсоном и А. Милном [12], которые нашли его среди галечников в районе Бернесса (Шотландия). Эти авторы предложили формулу минерала ($Na_{0,7}Ca_{0,3}$) Mn_7O_{14} 2,8 H₂O. Позднее Э. Гловер [10] описал бёрнессит с высокой степенью структурной улорядоченности из молодых донных отложений Карибского моря, слагающий микроконкреции с поперечником около 1 мм. В настоящее время установлено, что бёрнесситы встречаются в очень разнообразных геологических обстановках и могут образовываться в достаточно разных физико-химических условиях. Бёрнесситы встречены в почвах [5, 19], океанических конкрециях и микроконкрециях [4], являются одним из компонентов преобразования богатых Мп рудных отложений [18] и могут быть продуктом бактериологической деятельности [7]. Эти минералы легко синтезируются в лабораторных условиях [7].

Несмотря на значительное число работ, посвященных бёрнесситам, их структурные особенности до последнего времени оставались по существу не раскрытыми. Одна из причин состоит в том, что, как правило, все природные и синтетические разновидности бёрнесситов отличаются очень высокой дисперсностью и низкой степенью структурного совершенства.

Р. Джиованоли [9] предположил, что структура бёрнессита аналогична структуре халькофанита, о чем свидетельствовала пластинчатая форма бёрнесситовых частиц и подобие рентгеновских порошковых дифрактограмм этих минералов.

Основу структуры халькофанита $Zn_1Mn_3O_7 3H_2O$ составляют слои, образованные соединенными общими ребрами октаэдрами MnO. Октаэдрические позиции на 6/7 заселены катионами Mn⁴⁺, каждый седьмой октаэдр вакантный. Вакантные октаэдры в пределах слоя расположены упорядоченно по гексагональному закону, что определяет параметры гексагональной ячейки минерала в плоскости базиса: a=b=7,54 Å, $\gamma = 120^\circ$. Межслоевые катионы Zn расположены выше и ниже пустых актаэдров, они также имеют октаэдрическое окружение и коорди-

нируются триадами как анионов кислорода, формирующих крышки пустых октаэдров слоя, так и молекулами H₂O со стороны межслоевого промежутка. Последовательные слои смещены относительно друг друга на 1/3 длинной диагонали базисной ячейки слоя, что приводит к ромбоэдрической симметрии решетки и параметру _C = 20,8 Å [16].

Р. Джиованоли с соавторами [8] синтезировали бёрнессит в лабораторных условиях, определили его состав ($Na_4Mn_{14}O_{27}9H_2O$) и параметры элементарной ячейки, Å: a = 8,54; b = 15,39; c = 14,26. Эти авторы считали, что в структуре бёрнессита место катионов занимают двух-и трехвалентные катионы Mn, но в отличие от халькофанита минерал имеет двухслойную периодичность. Позднее Р. Корнеллу и Р. Джиованоли [6] с помощью этих параметров не удалось проиндицировать дифрактограмму синтетического К-бёрнессита.

В 1985 г. Ф.В. Чухров с соавторами [2] с помощью дифракции рентгеновских лучей и электронов изучали мономинеральный хорошо окристаллизованный бёрнессит из марганцовых микроконкреций, поднятых со дна Тихого океана (материал 28-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев"). Эти авторы пришли к выводу, что природные бёрнесситы характеризуются однослойной гексагональной ячей-кой с параметрами, Å: a = 2, 838 и c = 7,10. Они установили, что вакансии в Мп-содержащих слоях распределены статистически неупорядоченно, но по аналогии с халькофанитом полагали, что в межслоях над и под пустыми октаэдрами располагаются имеющие октаэдрическое окружение катионы Mn³⁺. Обнаруженная в составе минерала значительная доля катионов Mg была размещена в октаэдрах слоев, так что формула минералов представлялась в виде [Mn_{0,13}³⁺ Na_{0,06} K_{0.06} Ca_{0.01} (OH)_{0.22}(H₂O)_{0.56}] [Mn_{0.66} Mg_{0.21}O_{1.37}(OH)_{0.63}].

Дж. Пост и Д. Веблен [17] определили кристаллические структуры синтетических Na, Mg и K-содержащих бёрнесситов на основе анализа методом Ритвельда их рентгеновских порошковых дифрактограмм. Эти авторы показали, что синтетические аналоги бёрнесситов характеризуются однослойными моноклинными ячейками, размеры и форма которых зависят от природы обменных катионов. Применение микродифракции электронов к природным и синтетическим бёрнесситам [3] показало, что определяемые рентгеновским методом ячейки минералов не всегда отражают истинную периодичность этих минералов в плоскости базиса. В работах [2, 9, 17] описаны различные формы проявления сверхпериодичности, природа которой фактически остается не раскрытой.

В целом анализ имеющегося материала показывает, что, несмотря на определенные успехи, многие аспекты структурного разнообразия бёрнесситов требуют выяснения. До сих пор нет четко сформулированных дифракционных критериев выделения различных разновидностей бёрнесситов; не ясно, какие из них наиболее распространены в природных условиях; отсутствуют данные как о факторах, контролирующих появление того или иного представителя этой группы минералов, так и о механизме их образования.

Задача данной работы состояла в том, чтобы на основе комплексного изучения природных и синтетических бёрнесситов, полученных при разных физикохимических условиях, охарактеризовать особенности основных структурных разновидностей этих минералов и попытаться выявить факторы, ответственные за их появление.

Экспериментальные методы. Рентгеновские дифрактограммы получены с помощью дифрактометра ДРОН-2 на СиК_q-излучении. Для исследования использовались как осажденные на стекле ориентированные препараты, так и порошковые образцы с изотропной ориентацией частиц. Электронно-микроскопические изображения частиц, соответствующие им микродифракционные картины и энергодисперсионные спектры были получены на электронном микроскопе JEM-100, снабженном приставкой "Кевекс". Ренттеновские абсорбционные спектры для некоторых из исследованных образцов были получены на станции EXA FS IV на синхротронном излучении в лаборатории LURE (г. Орсе, Франция). Более детальное описание экспериментальных условий изучения этим методом марганцевых минералов дано в работе [13].

Объекты исследования и условия синтеза. В качестве природных бёрнесситов изучались образцы марганцевых микроконкреций, поднятых со дна Тихого океана (материалы 28-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев"), а также извлеченные из проб кокколитового ила трансформного разлома Атлантис (Атлантичес-кий океан) [2].

Для выяснения факторов, влияющих на структурные особенности бёрнесситов, а также для уточнения механизма их формирования был осуществлен синтез этих соединений при следующих трех существенно различных условиях.

1. Окисление в слабощелочном растворе [14]. 31,6 г. перманганата калия КМпО4 (марки "ч") растворили в 500 мл дистиллированной воды; рН полученного раствора 7,8. Раствор нагрели до кипения, добавили в него по каплям при постоянном перемешивании 12,5 мл концентрированной хлористоводородной кислоты (НСІ марки "хч"). Затем систему кипятили еще 30 мин, рН раствора в конце реакции составил 0,8. Образовавшийся темно-коричневый осадок отфильтровали и промыли дистиллированной водой до полного исчезновения розовой окраски перманганат-иона. Осадок выдерживали в воде 3 мес.

2. Навеску 1,318 г соли MnCl₂ 4H₂O (марки "ч.д.а.") растворили в 222 мл дистиллированной воды. Параллельно 0,355 г щелочи NaOH (марки "ч") растворили при постоянном перемешивании в 2 л дистиллированной воды. В этот раствор добавили 0,702 г твердой соли KMnO₄ (марки "ч"). Раствор перемешивали еще 30 мин (pH 11,6), а затем к нему по каплям в течение 1,5 ч при постоянном перемешивании $(t = 20^{\circ}$ C) добавляли раствор хлористого марганца, pH конца реакции 2,42. Систему оставляли на ночь. Образовавшийся черный осадок промывали дистиллированной водой до нейтрального значения pH [15]. Часть образовавшегося осадка помещали в насыщенный раствор хлорида натрия (NaCl марки "ч.д.а.") и выдерживали сутки при комнатной температуре; затем осадок отмывали от избытка соли до отрицательной реакции на Cl-ион.

3. Синтез бёрнессита через стадию окисления твердой фазы гидроксида марганца $Mn(OH)_2$ кислородом в сильнощелочной среде [11]. В этих опытах 55 г NaOH (марки "ч") растворили в 250 мл дистиллированной воды; 19,8 г твердой соли MnCL 4H₂O (марки "ч.д.а.") в 200 мл дистиллированной воды. К первому раствору по каплям при постоянном перемешивании добавляли второй раствор. Порядок сливания растворов меняли при повторном синтезе. Образуется светло-бежевый осадок гидроксида марганца $Mn(OH)_2$. К этому осадку добавляли газообразный кислород со скоростью > 1,5 л/мин ($t = 20^{\circ}$ C). Контроль за образующимся при этом черным осадком проводили через определенные промежутки времени: 0,5, 1 ч и т.д. После 5 ч пропускания кислорода осадок отделяли от раствора и промывали дистиллированной водой до pH промывных вод, равного 7. Часть полученного осадка помещали в насыщенный раствор хлорида магния (MgCI марки "х.ч.") и прогревали при 62–65°C. Затем осадок отмывали от избыт-ка CI-иона водой.

Результаты экспериментальных исследований. Рентгеновская идентификация структурных разновидностей бёрнесситов. Прежде чем рассматривать результаты синтеза бёрнесситов в лабораторных условиях, рассмотрим кратко рентгеновские дифракционные критерии, позволяющие идентифицировать структурные разновидности бёрнесситов. Анализ дифрактограмм показал, что природные и синтетические бёрнесситы могут быть подразделены на три основные разновидности, которые характеризуются: 1) турбостратическими структурами, в которых слои наложены без какой-либо тенденции



Фиг. 1. Дифрактограммы бёрнесситов: a — синтетический бёрнессит с турбостратической структурой; б — природный однослойный бёрнессит с гексагональной ячейкой; в — синтетический моноклинный бёрнессит (в' — увеличенная часть дифрактограммы ө); г — природный моноклинный бёрнессит; д — синтетический Mg-бузерит

к трехмерной периодичности. Такие структуры характеризуются ячейкой с *a* = 2,83 Å и минимальной периодичностью вдоль нормали к слоям, равной высоте слоя + межслоя; 2) структурами с однослойной гексагональной ячейкой; 3) структурами с однослойными моноклинными ячейками, параметры которых зависят от природы обменных катионов.

Характерной особенностью дифрактограмм бёрнесситов с турбостратической структурой, как это видно на фиг. 1, является то, что они содержат, как правило, два сильных базальных отражения (001 и 002) и две полосы двумерной дифракции (10 и 11) с d (10) = 2,42 Å и d (11) = 1,41 Å. Значения d (001) в разных разновидностях с неупорядоченными структурами варьируют от 7,1 до 7,6 Å в зависимости от содержания межслоевой воды. Лифрактограммы однослойных бёрнесситов с гексагональной и моноклинной ячейками приведены на фиг. 1, δ , ϵ . В табл. 1 содержатся индексы hkl, экспериментальные и рассчитанные межплоскостные расстояния ($d_{3ксп}$ и d_{pacq} соответственно) и интенсивности рефлексов для рассматриваемых разновидностей. Расчет d проводили для моноклинной ячейки с параметрами a = 5, 175, b = 2, 850, c = 7,377 Å; $\beta = 103,18^\circ$. Для природных бёрнесситов возможно наличие дефектов упаковки, что приводит к ослаблению и уширению рефлексов. Например, на фиг. 1, c приведена дифрактограмма бёрнессита из Тихого океана (образец Г.Н. Батурина), на которой из-за

Расчет межплоскостных расстояний Минерал: Na-бёрнессит (синтетический) Монокл. C2/, C2, Cm Параметры: a=5,175,b = 2,850,c=7,337 Å; α=90,0; β=103,18; γ=90,0 град.

d pacy	d _{эксп}	hkl	d pacy	d _{эксп}	hkl	d pacu	d _{эксп}
i 7,144	I	1 202	1,868	1,863	r 020	I 1,425	I 1,424
3,572	3,648	-113	1,823	1,815	021	1,397	1,394
2,519	2,518	004	1,786	1,785	-205	1,386	1,389
2,481	2,479	113	1,629	1,628	114	1,378	1,382
2,323	2,322	203	1,562	1,557	311	1,367	1,364
2,266	2,254	-144	1,533	1,536	-115	1,303	1,308
2,222	2,219	-311	1,476	1,473	-401	1,292	1,293
2,154	2,144	310	1,447	1,447	-402	1,283	1,282
1,938	1,946	-310	1,447	1,441	-403	1,236	1,237
	d pacu 7,144 3,572 2,519 2,481 2,323 2,266 2,222 2,154 1,938	d расч d эксп 7,144 3,572 3,648 2,519 2,518 2,481 2,479 2,323 2,322 2,266 2,254 2,222 2,219 2,154 2,144 1,938 1,946	d расч d _{эксп} hkl 7,144 202 3,572 3,648 113 2,519 2,518 004 2,481 2,479 113 2,323 2,322 203 2,266 2,254 -144 2,222 2,219 -311 2,154 2,144 310 1,938 1,946 -310	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$

Таблица 2

Расчет межплоскостных расстояний Минерал:Мg-бузерит Монокл. С2/, С2, Параметры σ=5,150, b=:2,840, с=9,800 Å; α=90,0, β=91,0, γ=90,0 град.

hkl	d _{расч}	d _{эксп}	hkl	d pacu	d _{эксп}
1 001	9,799	9,80	112	2,210	2,213
002	4,899	4,91	-114	1,753	
003	3,266	3,29	114	1,738	1,742
-200	2,575	2,575	310	1,469	1,470
-110	2,487)	,	-311	1,456	1,457
110	2.487	2,483	020	1,420	
201	2.479		-312	1,413	1,415
111	2,406	2,404	021	1,405	1,406
202	2,263	2,267			

дефектности структуры регистрируются наиболее интенсивные рефлексы (см. фиг. 1, *в*, *г*).

Синтетические бёрнесситы. Анализ дифрактограмм показал, что бёрнесситы, синтезированные первыми двумя методами, характеризуются турбостратическими структурами с минимальной периодичностью вдоль оси C, равной 7,4–7,5 Å. Другими словами, межслоевые промежутки этих образцов содержат повышенное количество молекул H_2O по сравнению с "нормальными" бёрнесситами, для которых периодичность вдоль оси C, обычно равна 7,1–7,14 Å. Результаты прокаливания образцов при 100°С подтверждают этот вывод.

Следует подчеркнуть, что во втором методе бёрнессит развивается через промежуточную фазу — вернадит, который получается после смешения растворов MnCl₂ и KMnO₄. Его дифрактограмма содержит лишь две полосы двумерной дифракции с d, равными 2,42, 1,41 Å. Однако микродифракционные исследования показали, что на многих электронограммах наблюдается слабый рефлекс 001 с d = 7 Å. Это говорит о том, что наряду с вернадитом в продукте присутствует и предельно неупорядоченный бёрнессит.

Обработка полученной фазы насыщенным раствором NaCl приводит к формированию бёрнессита – слоистого марганцевого минерала с периодичностью вдоль оси С равной 7,28 Å (см. фиг. 1, а).
Рентгеновское изучение образцов, полученных в результате окисления Mn(OH)₂, позволило получить структурно совершенный бёрнессит, характеризуемый моноклинной однослойной ячейкой, а также оценить роль разных факторов, влияющих на синтез минералов.

Как уже отмечалось, мономинеральный образец гидроксида марганца Mn(OH)₂, получается после описанного выше сливания растворов Na(OH) и MnCl₂. Для предотвращения окисления на воздухе съемка дифрактограммы проводилась от образца, находящегося во влажном "каплеобразном" состоянии. Структурные изменения Mn(OH)₂ наблюдались в зависимости от скорости и времени окисления, температуры раствора, объема реакционной смеси и т.п. Прежде всего оказалось, что результатом быстрого окисления Mn(OH)₂ является образование мономинерального бузерита. Высушивание осадка на воздухе приводит к его трансформации в структурно совершенный бёрнессит.

Уменьшение скорости окисления $Mn(OH)_2$ приводит к появлению промежуточной фазы – гауссманита Mn_3O_4 , которая фиксируется на высушенном образце вместе с бёрнесситом. После длительного выдерживания в воде осадка, содержащего первоначално гауссманит, в результате контакта с кислородом, находящимся в воде и воздухе, происходит окисление этого соединения и его преобразование в бузерит. Об этом свидетельствуют последовательное уменьшение интенсивности рефлексов гауссманита и усиление отражений бузерита. Дифрактограмма продукта синтеза, выдержанного в воде 4 мес, содержала рефлексы бузерита.

Уменьшение объема реакционной смеси в 5 раз способствует увеличению скорости окисления гидроксида марганца Mn(OH), кислородом. Сухой образец представляет собой бёрнессит, в водном же растворе это смесь бёрнессита и бузерита. Образец был помещен в насыщенный раствор хлорида магния MgCl₄ и прогрет в течение 1,5 сут (~ 38 ч) при температуре 62-65°C. Контакт осадка с раствором осуществляется в течение 7 сут. Важно отметить, что в результате данной операции в частицах бузерита (бёрнессита) энергодисперсионным анализом установлен Mg, частично заместивший Na. Отличие дифрактограмм данного бузерита от всех ранее описанных состоит в том, что помимо базальных отражений с d (001) = 10,0 Å она содержит рефлексы hkl, свидетельствующие об определенной тенденции структуры минерала к трехмерной периодичности (см. фиг. 1, ∂). Индицирование дифрактограммы привело к однослойной моноклинной ячейке с $a = 5, 15, b = 2, 84, c \sin \beta = 9, 8$ Å; $\beta = 91,0^{\circ}$ (табл. 2).

Следующие варианты условий синтеза бёрнессита были связаны с изучением влияния температуры. Понижение температуры реакционной смеси до 7°С приводит к снижению скорости окисления Mn(OH)₂. Это выражается присутствием гауссманита в продуктах синтеза.

Для того чтобы прогнозировать продукты синтеза на разных стадиях окисления $Mn(OH)_2$ при оптимальных условиях (t = 20°C, небольшой объем реакционной смеси – 50 мл), проводилась съемка дифрактограмм образцов, отобранных через определенные промежутки времени: 20 мин, 1, 2, 3 и 4 ч. При выбранных условиях гауссманит фиксируется в небольших количествах в продуктах синтеза, на первых стадиях окисления (20 мин и 1 ч). Основными компонентами даже при этих коротких экспозициях наряду с $Mn(OH)_2$ является бузерит (в образцах, находящихся во влажном каплеобразном состоянии), или смесь бузерита и бёрнессита. Увеличение времени окисления сопровождалось ростом концентрации бузерита. В воздушно-сухом состоянии образцы представляли смесь бузерита и бёрнессита. Содержание бузерита было максимальным после 5-часовой экспозиции.

При нагревании образцов, полученных при разных экспозициях, до 100°С их дифрактограммы содержали лишь рефлексы бёрнесситов и Mn(OH)₂, концентрация которого уменьшалась с увеличением времени окисления.



Фиг. 2. Электронно-микроскопическое изображение пластинки гексагонального бёрнессита (а) и полученный от нее энергодисперсионный спектр (б) и электронограмма, отвечающая плоскости (001) решетки этого минерала

Следует отметить, что Na-бёрнессит, любезно предоставленный P. Джиованоли, окзался идентичным по своим рентгендифракционным характеристикам дифрактограмм структурно упорядоченному бёрнесситу с однослойной моноклинной ячейкой и параметрами: a = 5,17, b = 2,85, c = 7,34 Å; $\beta = 103,2^{\circ}$ (см. табл.2).

Данные микродифракции электронов И энергодисперсионного анализа. Дифракционные картины, полученные от индивидуальных частиц синтетических и природных образцов, выявили существование дополнительных структурных отличий бёрнесситов, которые не проявлялись на дифрактограммах соответствующих образцов. В частности, оказалось, что с помощью рентгеновской дифракции в ряде случаев удается установить лишь субъячейки, истинная же симметрия решетки в действительности может быть триклинной. Характерно, что наличие или отсутствие соответствия между симметрией решетки, определенной по данным рентгеновской и электронной дифракции, зависит, по-видимому, от упаковки Мп⁴⁺-слоев. Так, природные образцы однослойных бёрнесситов с гексагональной ячейкой характеризовались микродифракционными картинами, содержащими hkl-рефлексы, распределенные в соответствии с параметром a = 2.84 Å (фиг. 2). Это означает, что в структуре этих



Фиг. 3. Электронно-микроскопическое изображение пластинки природного моноклинного бёрнессита (a). Электронограммы моноклинного бёрнессита (b), клинобёрнессита (a) и их сростка (z)

минералов вакантные октаэдры распределены в пределах Mn⁴⁺⁻слоев статистически неупорядоченно.

Принципиально другие дифракционные картины наблюдались для природных и синтетических однослойных бёрнесситов с моноклинной (по данным рентгеновского анализа) симметрией. Они всегда содержали дополнительную сетку слабых рефлексов, свидетельствующую о сверхпериодичности в плоскости ab. Наличие таких сверхрефлексов в структуре халькофанита свидетельствовало об упорядоченном распределении вакансий в Мп4+-октаэдрических слоях. По аналогии можно допустить, что присутствие сверхрефлексов на точечных электронограммах, полученных от частиц однослойного моноклинного бёрнессита, также обусловлено закономерным распределением вакантных позиций в пределах индивидуальных Мп4+-слоев. Как правило, электронограммы, соответствующие плоскости (001) прямой решетки однослойных моноклинных бёрнесситов, содержат рефлексы, распределенные по псевдогексагональному закону. В них, как и в соответствующих точечных электронограммах халькофанита, выделяются сетки слабых и сильных отражений (фиг. 3). Они строго параллельны друг другу, а различия в их частоте равны 3. Индицирование этих рефлексов приводит к выводу, что истинная периодичность изученных бёрнесситов описывается ячейкой: a = 8,54, b = 15,39, c = 7 Å; $\beta = 132,2^\circ$. Важно подчеркнуть, что описанное распределение сверхрефлексов характерно для однослойных моно-



Фиг. 4. Схемы: электронограммы изолированного октаэдрического слоя (*a*), двух октаэдрических слоев, наложенных по закону двойникования (б), распределения вакансий в октаэдрическом слое этой фазы (ө)

клинных бёрнесситов как синтезированных в лабораторных условиях в присутствии растворов NaCl, так и найденных в природных условиях. В частности, это относится к бёрнесситу, входящему в состав микроконкреций кокколитового ила, взятого участниками 24-го рейса судна "Академик Курчатов" в трансформном разломе Атлантис (Атлантический океан). Любопытно, что по данным энергодисперсионного анализа химический состав частиц как синтетических, так и природных бёрнесситов с рассмотренной сверхпериодичностью помимо Mn содержал заметные количества Са, но не Na, несмотря на то, что синтез образцов, как уже упоминалось, проводился в насыщенном растворе NaCl. Причины этого пока не ясны. Возможно, что преобладание Са в составе межслоевых катионов связано с его селективным поглощением бёрнесситами, а сам факт появления Са обусловлен недостаточно чистыми химическими реактивами.

Наряду с описанной выше разновидностью, по данным микродифракции электронов, в составе бёрнесситовых образцов присутствует другая структурная модификация с иной сверхпериодичностью Mn-слоев (см. фиг. 3, в). Анализ точечных электронограмм, полученных от частиц этой разновидности, показал (фиг. 4, а, в), что для них характерно наличие двух дифракционных картин, повернутых относительно друг друга на 180° вокруг оси, перпендикулярной слоевым линиям и проходящей через начало координат, следовательно, эта фаза представлена практически всегда двойниками. Индицирование электронограмм приводит к косоугольной ячейке с параметрами: a = 10,44, b = 8,76 Å; $\gamma = 110^{\circ}$. С учетом рентгеновских данных симметрия решетки данной разновидности должна быть триклинной. Можно предполагать, что сетка слабых рефлексов электронограммы отражает, как и у халькофанита и Na-бёрнессита, характер расположения вакансий в октаэдрических слоях структуры этого минерала. В этом случае вакансии должны быть распределены по закону, приведенному на фиг. 4. 6. Анализ многочисленных электронограмм различных образцов, полученных от рассматриваемой фазы, позволил установить следующие закономерности: 1) данная бёрнесситоподобная фаза, как отмечалось выше, всегда присутствует в виде двойниковоподобных сростков; 2) соотношение интенсивностей идентичных отражений от микрокристаллов двойника всегда имеет близкие значения (лишь наклоны пластинок двойника могут приводить к некоторому изменению интенсивностей рефлексов); 3) расстояния между рефлексами двойника в периферийных частях электронограммы сохраняются постоянными.

Эти факты согласуются с представлением, что структуру рассматриваемого минерала можно представить состоящей из 7 Å бёрнесситоподобных слоев, закономерно наложенных друг на друга в направлении нормали к слоям по закону двойникования и связанных плоскостью скользящего отражения. Это приводит к чередованию энантиаморфных фрагментов структуры в направлении оси C через слой, т.е. к двухслойной ячейке с периодом $c \approx 14$ Å. Действительно, трудно представить, чтобы микрокристаллы двойника были бы приблизительно одинаковой толщины. Наоборот, они должны были бы сильно отличаться по толщине, что отразилось бы в значительном изменении интенсивностей соответствующих рефлексов монокристаллов двойника. А этого не наблюдается. Данная бёрнесситоподобная фаза была названа клинобёрнесситом.

Важно отметить, что описанные выше бёрнесситоподобные фазы обычно фиксируются в океанических и морских образованиях (корках) гидротермального происхождения. В частности, они установлены в океанических корках с рифта Таджура [1] (в ассоциации с тодорокитом), в корках с подводных вулканов Тарасова и Безымянного (Японское море) в ассоциации с обычным 7 Å бёрнесситом [1] и др.

Моноклинный однослойный бёрнессит (см. фиг. 3, a) обычно представлен в электронно-микроскопических препаратах в виде монокристаллов (см. фиг. 3, δ) или тройниковых сростков. Часто он образует сростки с клинобёрнесситом (см. фиг. 3, c).

Весьма интересные данные были получены при изучении синтетического Na-бёрнессита, любезно предоставленного нам P. Джиованоли. Следует подчеркнуть, что этот образец был синтезирован более 10 лет назад. Исследования показали, что образец в основном состоит из пластинок-сростков (см. фиг. 5, *a*) и монокристального типа. Первая из них состоит из сдвойникованных микрокристаллов клинобёрнессита, сросшихся под углом 120° друг к другу. Для доказательства этого заключения были получены электронограммы с середины пластинки, в которой перекрываются сросшиеся монокристаллы клинобёрнессита (см. фиг. 5, *б*) и с краевых его участков; сдвойникованные микрокристаллы, составляющие сростки, не перекрываются (см. фиг. 5, *в*, *г*). Хорошо видно, что электронограмма (см. фиг. 5, *б*) является суперпозицией двух электронограмм (см. фиг. 5, *в*, *г*), наложенных друг на друга с углом разворота, равным 120°.

Монокристального типа пластинки являются либо клинобёрнесситом, либо субпараллельными сростками клинобёрнессита и моноклинного бёрнессита. Из 76



Фиг. 5. Электронно-микроскопическое изображение сростка двух микрокристаллов клинобёрнессита (a) и электронограммы от этого сростка (б) и от неперекрывающихся участков микрокристаллов сростка (e, г). На врезке энергодисперсионный спектр сростка

вышеизложенного следует, что описанные две синтетические фазы практически идентичны по составу и структуре их природным разновидностям.

Выявленный факт фазовых превращений Na-бёрнессита, по-видимому, является результатом двух причин: замещения Na более активным Ca и трансформационного процесса старения, в результате которого произошло перераспределение вакансий в бёрнесситовых слоях (и связанных с вакансиями межслоевых катионов). Согласно энергодисперсионному анализу, в состав изученных пластинок всегда входит (кроме Mn) Ca (врезка на фиг. 5, *a*). В подчиненном количестве в образце присутствуют пластинки, содержащие Mn и Na.

Данные рентгеновской абсорбционной спектроскопии (EXAFS). Исследованию подвергались два образца с гексагональной и моноклинной однослойными ячейками. (Результаты подробно рассматриваются в статье А. Мансо, А.И. Горшкова, В.А. Дрица "Структурная химия Mn, Fe, Co и Ni в Mn-гидроокислах", которая принята к публикации в журнале "Amer. Minera-



Фиг. 6. Кривые радиального распределения FT (R) для атомов марганца синтетического (1) и природного (2) бёрнесситов, тодорокита и халькофанита

logist".) На фиг. 6 показаны кривые радиального распределения, характеризующие число ближайших соседей, окружающих катионы Mn, и их взаимные расстояния. Пля сравнения на этой же фигуре показаны кривые радиального распределения, полученные для халькофанита и тодорокита. Хорошо видно, что кривые халькофанита и тодорокита содержат три основных максимума. Первый из них соответствует расстоянию от катионов Mn до ближайших анионов, формирующих их октаэдрическое окружение. Второй максимум отражает наличие ближайших пар Mn-Mn, определяющихся наличием пар Mn-октаэдоов, соединенных общими ребрами. Третий максимум соответствует существованию пар Mn-Zn (для халькофанита) и Mn-Mn (для тодорокита), отображающих пары октаэдров, связанных общей вершиной. Сравнение этих кривых с кривыми, полученными для бёрнесситов, показывает, что на последних отсутствует третий максимум. Это значит, что в структуре исследуемых минералов отсутствуют пары Mn-Mn-октаэдров, связанных общей вершиной. Эти данные не противоречат наличию межслоевых катионов над и под вакантными октаэдрическими позициями Mn⁴⁺-слоев, если эти катионы окажутся "легкими", такими, как Mg или Са. В этом случае EXAFS не чувствует присутствия пар Mn-Mg или Mn-Caоктаэдров, связанных общей вершиной.

В свете этих данных следует пересмотреть модель однослойного гексагонального бёрнессьта, описанную в работе [2], в которой предполагается, что в этом минерале катионы Mg³⁺ (по аналогии с халькофанитом) входят в состав октаэдрических слоев, а над и под вакантными располагаются межслоевые катионы Mn³⁺. Согласно данным EXAFS следует предполагать, что над и под вакантными октаэдрами находятся катионы Mg, которые к тому же обеспечивают локальную компенсацию заряда для каждой вакансии.

В случае синтетического бёрнессита предположение о наличии катионов Mn в межслоях также оказывается неверным. Межслоевые катионы в данном случае представлены Ca и Na. Обсуждение результатов. В ходе проведенных дифракционных исследований структурно обоснованы следующие разновидности бёрнесситов: 1) однослойные гексагональные с неупорядоченным распределением вакансий в пределах Mn^{4*} -слоев; 2) турбостратические с неупорядоченным наложением Mn-слоев и распределением вакансий; 3) однослойные моноклинные с четко выраженной сверхпериодичностью в *ab*-плоскости; 4) однослойные триклинные или двух-слойные моноклинные с упорядоченным распределением вакансий.

Важно отметить, что последние две фазы четко фиксируются в океанических и морских Fe-Mn-корках гидротермального генезиса. Они, в частности, установлены в составе корок рифта Таджура и в гидротермальных образованиях с подводной горы Японского моря [1]. В лабораторных условиях эти фазы возникают как результат трансформационного перехода $Mn(OH)_2$ в щелочном растворе вследствие реакций окисления. Полученные данные позволяют уточнить прежчие представления о структурных и кристаллохимических особенностях бёрнесситов. Прежде всего элементарные ячейки, предложенные P. Джиованоли с соавторами [8] и Ф.В. Чухровым с соавторами [2], не отражают истинной периодичности бёрнесситов. Поэтому следует отказаться от названия 14 Å Ca-бёрнессит, введенного в [3], поскольку оказалось, что периодичность данной фазы соответствует не двум, а одному слою.

Одна из интересных проблем в структурной химии бёрнесситов – выявление факторов, ответственных за существование разной упаковки последовательных слоев в их структурах. Чтобы прояснить этот вопрос, рассмотрим структуры бёрнесситовых разновидностей в тэрминах плотнейшей упаковки.

Для природного однослойного гексагонального бёрнессита символическая запись структуры может быть представлена в виде [3]

$$AbCb' \frac{A'}{C'}b'AbC,$$

где A и C обозначают позиции анионов Mn-слоев; A' и C' – позиции молекул H₂O в межслоях; b и b' соответствуют позициям катионов в слоях и межслоях соответственно. Локализация двухвалентных катионов (Mg, Ca или Co) выше и ниже вакантных октаэдров слоев позволяет достичь полной локальной компенсации заряда для каждой индивидуальной вакантной позиции, так как заряд Mn⁴⁺-иона равен заряду двухвалентных катионов. Кроме того, как это видно из символической записи, молекулы H₂O расположены в межслоях таким образом, что они формируют с атомами кислорода соседних слоев, с одной стороны, Mg октаэдры (CA' и C'A упаковки), а с другой – пустые призмы (CC' и AA' упаковки). Молекулы воды и атомы кислорода, формирующие в межслоях пустые призмы, могут иметь водородные связи. Таким образом, устройство двухвалентных катионов и молекул воды в рассматриваемой структуре предпочтительно не только из-за локальной компенсации слоевого заряда, но и из-за более стабильной когезии слоев.

В синтетических Na-содержащих бёрнесситах катионы Na не могут обеспечить локальную компенсацию слоевого заряда. Поэтому присутствие Na в бёрнессите должно приводить к такому изменению структуры межслоев, которое создает благоприятные условия для делокализованной компенсации заряда и стабильной когезии слоев. Согласно результатам структурного изучения синтетического Na-бёрнессита [17], идеализированная однослойная структура может быть трансформирована в трехслойную ромбоэдрическую плотноупакованную модель, символическая запись которой может быть представлена в виде

AbCC'CaBB'BcAA'AbC.....,

где A, B, C и A', B', C' – позиции атомов кислорода Mn-слоев и молекул воды плюс межслоевых катионов соответственно; a, b, c – позиции октаэдрических катионов. Из этой записи видно, что в этой структуре молекулы воды образуют пустые призмы с атомами кислорода двух соседних слоев (AA', BB'B и CC'C упаковки). В отсутствие локальной компенсации такое устройство межслоев благоприятно для формирования водородных связей между молекулами воды и атомами кислорода слоев. Возможно, что наличие водородных связей – одна из причин, во-первых, модификации симметрии Mn-слоев (значения $a\sqrt{3}$ и параметра *b* в структуре моноклинного бёрнессита весьма заметно отличаются друг от друга), а во-вторых, понижения симметрии решетки от 3R до моноклинной. В этом случае одним из важных факторов, ответственных за появление бёрнесситов с гексагональной или моноклинной ячейками, является природа катионов в том растворе, в котором происходил синтез бёрнесситов. Если таким катионом был Na, то образовывалась моноклинная структура, а если Mg – гексагональная. Однако не исключено, что нарушение симметрии связано с распределением вакансий в слоях.

Один из существенных вопросов, касающихся структурных особенностей бёрнесситов, связан с выяснением причин появления сверхпериодичности, выявляемой методом микродифракции электронов. Например, допускается [17], что этот эффект может быть связан с периодичным распределением молекул воды и катионов в межслоях, а не вакансий в индивидуальных Mn-слоях. В качестве доказательства такой точки зрения эти авторы приводят данные о том, что замещение природы межслоевых катионов (например, Na на Mg или K) одного и того же образца приводит к изменению характера распределения сверхрефлексов на точечных электронограммах.

Вопрос состоит в следующем - имеются или нет вакантные позиции в слоях бёрнесситов, синтезированных в растворе хлористого натрия. В отсутствие вакантных позиций двумерная сверхпериодичность будет зависеть только от значения величины отрицательного слоевого заряда и валентности обменных катионов. В этих условиях при данном значении слоевого заряда обмен одновалентных катионов Na на двухвалентные должен привести к новой сверхпериодичности из-за уменьшения числа межслоевых катионов и увеличения электростатического отталкивания между ними. Если слои содержат вакантные позиции, двухвалентные катионы и прежде всего катионы Mg (или Ca) должны быть локализованы выше и ниже пустых октаздоов независимо от слоевого заряда. В этой ситуации сверхпериодичность, установленная микродифракцией электронов, должна отражать реальное распределение вакантных мест в пределах слоя. Согласно Дж. Посту и Д. Веблену [17], замещение Na на Мg приводит к реорганизации упаковки слоев и такому расположению ионов Мg и молекул воды, при которых Mg располагается практически выше и ниже центров октаэдров слоя. Такое распределение межслоевых катионов Мд возможно только. если эти октаэдры вакантны. Таким образом, чтобы выявить истинную природу сверхпериодичности, важно провести сравнение бёрнесситов, содержащих в межслоях катионы Na и Mg.

Полученные результаты по синтезу бёрнесситов выявили существенную роль структурной упорядоченности той матрицы, которая служила исходным материалом для синтеза бёрнесситов. Оказалось, что полное отсутствие трехмерной периодичности вернадита как бы наследуется турбостратической структурой бёрнесситов. Напротив, трехмерно упорядоченная структура слоистой $Mn(OH)_2$ трансформируется при окислении в бёрнессит с высокой структурной упорядоченностью. В настоящее время трудно сказать, происходит ли твердофазовое превращение слоев $Mn(OH)_2$ в MnO_2 или же этот процесс сопровождается растворением-переотложением. Появление при низкой степени окисления наряду с $Mn(OH)_2$ и бузеритом промежуточной фазы гауссманита, которая исчезает после длительного нахождения в водном растворе при параллельном росте содержания бузерита, может рассматриваться как свидетельство более глубокой структурной перестройки $Mn(OH)_2$. Это тем более вероятно, что гексагональная упаковка ачионов в структуре Mn(OH)₂ не соответствует псевдоромбическому наложению слоев в бёрнессите.

Важным моментом в образовании бёрнессита является, по-видимому, формирование бузерита, который в процессе старения трансформируется в бёрнессит. Таким путем осуществляется формирование бёрнессита в диагенетических конкрециях [3].

Как показали экспериментальные исследования, температура не решающий фактор в образовании филломанганатов, поскольку в лабораторных условиях рассматриваемые минералы легко синтезируются в короткий период времени даже при 7°С. Присутствие сильных окислителей или высокий поток кислорода способствуют формированию бёрнессита (бузерита).

В природных обстановках сильными окислителями обычно являются бактерии, которые выполняют важную роль в формировании оксидов марганца и железа, в частности вернадита [3].

Список литературы

- 1. Богданова О.А., Горшков А.И. Петрография и минералогия железомарганцевых руч // Геология рифта Таджура. М.: Наука, 1987. 237 с.
- 2. Чухров Ф.В., Сахаров Б.А., Горшков А.И. и др. Структура бернессита из Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 8. С. 66-73.
- 3. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. Гипергенные окислы марганца. М.: Наука, 1989. 208 с.
- 4. Burns R.G., Burns V.M. Mineralogy of ferromanganese nodules / By Ed G.P. Glasby. Marine Manganese deposits. Amsterdam: Elsevier, 1976.
- 5. Chukhrov F.V., Gorshkov A.I. Iron and manganese oxide minerals in soils transaction of the Royal Society of Edinbyrg. 1981. V. 72. P. 195-200.
- 6. Cornel R.M., Giovanoli R. Transformation of gausmannite into birnessite in alkaline media // Clay Minerals. 1988. V. 36. P. 245-257.
- Giovanoli R. On natural and sythetic manganese nodules // Geology and geochemistry of manganese / By ed. J.M. Varentsov, G. Grassely. Budapest: Akademial Klado, 1980. V. 1. P. 159-202.
- Giovanoli R., Burki P., Giuffredi M., Stumm W. Layer structured manganese oxide hydroxides IV: The buserite group: structure stabilized by transition elements // Chimia. 1975. V. 29. P. 110-113.
- Giovanoli R., Stahli E., Feitknecht W. Uber oxidhydroxide des vierwertigen mangans mit Schichtengitter. Mitteilung 2: Mangan (III) - Manganat (IV) // Helv. Chim. Acta. 1970. V. 53. P. 454-464.
- Glover E.D. Characterization of a marine birnessite // Amer. Mineralogist. 1977. V. 62. N 3/4. P. 278-284.
- 11. Golden D.C., Dixon J.B., Chen C.C. Ion exchange termal transformations and oxidizing properties of birnessite // Clays and Clay Minerals. 1986. V. 34. N 5. P. 511-520.
- 12. Jones L.H.P., Milne A. Birnessite, a new manganese oxide mineral from Aberdeenshire, Scotland // Miner. Mag. 1956. V. 31. N 235. P. 283-288.
- 13. Manceau A., Combes J.M. Structure of Mn and Fe oxides and oxyhydroxides: a topological approach by EXAFS // Phys. Chem. Miner. 1988. V. 15. N 13. P. 283-295.
- 14. McKenzie R.M. The synthesis of birnessite, cryptomelane and some other oxides and hydroxides of manganese // Miner. Mag. 1971. V. 38. P. 493-502.
- Murray J.W. The surface chemistry of hydrous manganese dioxide // J. Colloid. Interface Sci. 1974. V. 46. P. 357-367.
- Post J.E., Appleman D.E. Chalcophanite ZnMn₃O₇ ·3H₂O. New crystal-structure determinations // Amer. Mineralogist. 1988. V. 73. P. 1401-1404.
- Post J.E., Veblen D.R. Crystal structure determination of synthetic sodium, magnesium and potassium birnessite using TEM and the Rietveld method // Amer. Mineralogist. 1990. V. 75. P. 477-489.
- Potter R.M., Rossman G.R. Mineralogy of manganese dendrites and coating // Amer. Mineralogist. 1979. V. 64. P. 1219-1226.
- 19. Taylor R.M., McKenzie R.M., Norrish K. The mineralogy and Chemistry of manganese in some Australian soils // Australian J. Soil Res. 1964. V. 2. P. 235-248.

пустые призмы с атомами кислорода двух соседних слоев (AA', BB'B и CC'C упаковки). В отсутствие локальной компенсации такое устройство межслоев благоприятно для формирования водородных связей между молекулами воды и атомами кислорода слоев. Возможно, что наличие водородных связей – одна из причин, во-первых, модификации симметрии Mn-слоев (значения $a\sqrt{3}$ и параметра b в структуре моноклинного бёрнессита весьма заметно отличаются друг от друга), а во-вторых, понижения симметрии решетки от 3R до моноклинной. В этом случае одним из важных факторов, ответственных за появление бёрнесситов с гексагональной или моноклинной ячейками, является природа катионов в том растворе, в котором происходил синтез бёрнесситов. Если таким катионом был Na, то образовывалась моноклинная структура, а если Mg – гексагональная. Однако не исключено, что нарушение симметрии связано с распределением вакансий в слоях.

Один из существенных вопросов, касающихся структурных особенностей бёрнесситов, связан с выяснением причин появления сверхпериодичности, выявляемой методом микродифракции электронов. Например, допускается [17], что этот эффект может быть связан с периодичным распределением молекул воды и катионов в межслоях, а не вакансий в индивидуальных Mn-слоях. В качестве доказательства такой точки зрения эти авторы приводят данные о том, что замещение природы межслоевых катионов (например, Na на Mg или K) одного и того же образца приводит к изменению характера распределения сверхрефлексов на точечных электронограммах.

Вопрос состоит в следующем – имеются или нет вакантные позиции в слоях бёрнесситов, синтезированных в растворе хлористого натрия. В отсутствие вакантных позиций двумерная сверхпериодичность будет зависеть только от значения величины отрицательного слоевого заряда и валентности обменных катионов. В этих условиях при данном значении слоевого заряда обмен одновалентных катионов Na на двухвалентные должен привести к новой сверхпериодичности из-за уменьшения числа межслоевых катионов и увеличения электростатического отталкивания между ними. Если слои содержат вакантные позиции, двухвалентные катионы и прежде всего катионы Mg (или Ca) должны быть локализованы выше и ниже пустых октаэдров независимо от слоевого заряда. В этой ситуации сверхпериодичность, установленная микродифракцией электронов, должна отражать реальное распределение вакантных мест в пределах слоя. Согласно Дж. Посту и Д. Веблену [17], замещение Na на Мg приводит к реорганизации упаковки слоев и такому расположению ионов Мg и молекул воды, при которых Mg располагается практически выше и ниже центров октаэдров слоя. Такое распределение межслоевых катионов Мд возможно только. если эти октаэдры вакантны. Таким образом, чтобы выявить истинную природу сверхпериодичности, важно провести сравнение бёрнесситов, содержащих в межслоях катионы Na и Mg.

Полученные результаты по синтезу бёрнесситов выявили существенную роль структурной упорядоченности той матрицы, которая служила исходным материалом для синтеза бёрнесситов. Оказалось, что полное отсутствие трехмерной периодичности вернадита как бы наследуется турбостратической структурой бёрнесситов. Напротив, трехмерно упорядоченная структура слоистой $Mn(OH)_2$ трансформируется при окислении в бёрнессит с высокой структурной упорядоченностью. В настоящее время трудно сказать, происходит ли твердофазовое превращение слоев $Mn(OH)_2$ в MnO_2 или же этот процесс сопровождается растворением-переотложением. Появление при низкой степени окисления наряду с $Mn(OH)_2$ и бузеритом промежуточной фазы гауссманита, которая исчезает после длительного нахождения в водном растворе при параллельном росте содержания бузерита, может рассматриваться как свидетельство более глубокой структурной перестройки $Mn(OH)_2$. Это тем более вероятно, что гексагональная упаковка ачионов в структуре Mn(OH)₂ не соответствует псевдоромбическому наложению слоев в бёрнессите.

Важным моментом в образовании бёрнессита является, по-видимому, формирование бузерита, который в процессе старения трансформируется в бёрнессит. Таким путем осуществляется формирование бёрнессита в диагенетических конкрециях [3].

Как показали экспериментальные исследования, температура не решающий фактор в образовании филломанганатов, поскольку в лабораторных условиях рассматриваемые минералы легко синтезируются в короткий период времени даже при 7°С. Присутствие сильных окислителей или высокий поток кислорода способствуют формированию бёрнессита (бузерита).

В природных обстановках сильными окислителями обычно являются бактерии, которые выполняют важную роль в формировании оксидов марганца и железа, в частности вернадита [3].

Список литературы

- 1. Богданова О.А., Горшков А.И. Петрография и минералогия железомарганцевых руц // Геология рифта Таджура. М.: Наука, 1987. 237 с.
- 2. Чухров Ф.В., Сахаров Б.А., Горшков А.И. и др. Структура бернессита из Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 8. С. 66-73.
- 3. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. Гипергенные окислы марганца. М.: Наука, 1989. 208 с.
- 4. Burns R.G., Burns V.M. Mineralogy of ferromanganese nodules / By Ed G.P. Glasby. Marine Manganese deposits. Amsterdam: Elsevier, 1976.
- 5. Chukhrov F.V., Gorshkov A.I. Iron and manganese oxide minerals in soils transaction of the Royal Society of Edinbyrg. 1981. V. 72. P. 195-200.
- 6. Cornel R.M., Giovanoli R. Transformation of gausmannite into birnessite in alkaline media // Clay Minerals. 1988. V. 36. P. 245-257.
- Giovanoli R. On natural and sythetic manganese nodules // Geology and geochemistry of manganese / By ed. J.M. Varentsov, G. Grassely. Budapest: Akademial Klado, 1980. V. 1. P. 159-202.
- Giovanoli R., Burki P., Giuffredi M., Stumm W. Layer structured manganese oxide hydroxides IV: The buserite group: structure stabilized by transition elements // Chimia. 1975. V. 29. P. 110-113.
- Giovanoli R., Stahli E., Feitknecht W. Uber oxidhydroxide des vierwertigen mangans mit Schichtengitter. Mitteilung 2: Mangan (III) - Manganat (IV) // Helv. Chim. Acta. 1970. V. 53. P. 454-464.
- Glover E.D. Characterization of a marine birnessite // Amer. Mineralogist. 1977. V. 62. N 3/4. P. 278-284.
- 11. Golden D.C., Dixon J.B., Chen C.C. Ion exchange termal transformations and oxidizing properties of birnessite // Clays and Clay Minerals. 1986. V. 34. N 5. P. 511-520.
- 12. Jones L.H.P., Milne A. Birnessite, a new manganese oxide mineral from Aberdeenshire, Scotland // Miner. Mag. 1956. V. 31. N 235. P. 283-288.
- 13. Manceau A., Combes J.M. Structure of Mn and Fe oxides and oxyhydroxides: a topological approach by EXAFS // Phys. Chem. Miner. 1988. V. 15. N 13. P. 283-295.
- 14. McKenzie R.M. The synthesis of birnessite, cryptomelane and some other oxides and hydroxides of manganese // Miner. Mag. 1971. V. 38. P. 493-502.
- 15. Murray J.W. The surface chemistry of hydrous manganese dioxide // J. Colloid. Interface Sci. 1974. V. 46. P. 357-367.
- Post J.E., Appleman D.E. Chalcophanite ZnMn₃O₇ -3H₂O. New crystal-structure determinations // Amer. Mineralogist. 1988. V. 73. P. 1401-1404.
- Post J.E., Veblen D.R. Crystal structure determination of synthetic sodium, magnesium and potassium birnessite using TEM and the Rietveld method // Amer. Mineralogist. 1990. V. 75. P. 477-489.
- Potter R.M., Rossman G.R. Mineralogy of manganese dendrites and coating // Amer. Mineralogist. 1979. V. 64. P. 1219-1226.
- 19. Taylor R.M., McKenzie R.M., Norrish K. The mineralogy and Chemistry of manganese in some Australian soils // Australian J. Soil Res. 1964. V. 2. P. 235-248.

УДК 553.314(470.22)

© 1992 Фирсова С.О.

ХЛОРИТЫ И ХЛОРИТОПОДОБНЫЕ МИНЕРАЛЫ ВЕРХНЕЗАОНЕЖСКОЙ ПОДСВИТЫ ОНЕЖСКОЙ МУЛЬДЫ (КАРЕЛИЯ)

Методами электроьографии и рентгеновской дифракции проведено изучение хлоритов из пород верхнезаонежской подсвиты. Установлено, что хлориты относятся к структурному типу Пе, а их состав в отношении Mg и Fe тесно связан с химизмом пород. Показано, что диагностированные вместе с хлоритом триоктаэдрические минералы (разбухающий хлорит, корренсит, смектит) занимают вполне определенное место в разрезе: они приурочены к прожилкам с актинолитом в экзоконтактах силлообразных тел габбро-диабазов и вмещающих пород различного состава, а их образование связано с постмагматическими растворами переменного состава и особенностями их взаимодействия с минералами.

Анализируя обширную литературу, посвященную изучению различных шунгитсодержащих пород верхнезаонежской подсвиты, можно заметить, что вопросы минералогии этих образований все время оставались в стороне, тогда как именно их решение обусловливает успех и генетических, и геохимических, и литолого-стратиграфических построений.

Хлориты и слюды – наиболее широко распространенные породообразующие минералы большинства метаморфических пород. Вместе с кварцем, полевыми шпатами, карбонатами они являются главными компонентами различных шунгитовых образований. Особенная, индикаторная роль принадлежит слоистым силикатам при рассмотрении процессов, происходящих на низких ступенях преобразования, в условиях зеленосланцевой фации. Ранее [12] в шунгитовых породах нами была описана редко встречающаяся диоктаэдрическая слюда политипной модификации $2M_2$, выявлены ее взаимоотношения с диоктаэдрической слюдой $2M_1$, рассмотрены основные факторы, влияющие на образование гюмбелита.

Данная публикация – следующая в цикле статей, посвященных минералам шунгитовых пород. Ее цель определить химизм и строение хлоритов и других хлоритоподобных минералов из различных типов пород, а также основные факторы, влияющие на их состав.

В различных типах пород и прожилков вулканогенно-осадочных пород верхнезаонежской подсвиты [3] хлориты наиболее распространенные минералы. По генетическим признакам их можно разбить на три группы: 1) метаморфогенные, образовавшиеся в период регионального метаморфизма пород верхнезаонежской подсвиты; они составляют основную массу в туфах, туффитах, сланцах, диагностированы в различных высокоуглеродистых и углеродсодержащих разностях, доломитах, известняках, лидитах; 2) гидротермальные, встречающиеся в виде многочисленных прожилков, гнезд, линзочек, вместе с кальцитом, слюдой, тальком, амфиболом, реже мономинеральных; 3) метасоматические.

Диагностика хлоритов затруднена из-за тонкочешуйчатого строения и прак-

тически постоянного присутствия в породах углеродистого вещества, делающего недоступным минералого-петрографическое изучение, поэтому для выявления особенностей состава и строения наиболее приемлемы дифракционные методы.

ДИФРАКЦИОННЫЕ И ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХЛОРИТОВ И ХЛОРИТОПОДОБНЫХ МИНЕРАЛОВ ВЕРХНЕЗАОНЕЖСКОЙ ПОДСВИТЫ

Для определения и уточнения состава хлоритов (более 100 образцов) проводилось их рентгено- и электронографическое изучение, для некоторых из них получены силикатные анализы. Дифрактометрические кривые сним: лись с ориентированных аппаратов. Типичные рентгенограммы показаны на ф fr. 1. Большинство из них содержат целочисленные серии отражений с d_{001} от 14,4 до 14,8. Базальные отражения достаточно узкие, резкие. В распределении интенсивностей первых трех базальных отражений наблюдаются значительные колебания (см. фиг. 1, *A*). После насыщения этиленгликолем у этой группы образцов не происходит смещения отражения 001, а на дифрактограммах препаратов, прогретых до 550°C, интенсивность рефлекса 001 увеличивается по сравнению с рефлексом 002, что характерно для "нормальных" хлоритов.

Незначительная часть образцов (см. фиг. 1, Б) представляет собой двухкомпонентные смеси, содержащие кроме "нормального" хлорита другие триоктаэдрические минералы, близкие к ним по структуре. По поведению при прокаливании и по реакции на насыщение этиленгликолем выделяются четыре группы проб. 1. Отражение d_{001} 14,5–14,7 Å, несколько более широкое, диффузное по сравнению с собственно хлоритовым (Іоог > Іоол). При насыщении образцов этиленгликолем происходит расщепление первого базального отражения на два: 14,4-14,6 и 16,3-16,9 Å, после прокаливания отражение doo1 составляет 14,3-13,9 Å. Такую картину можно интерпретировать как смесь "нормального" и разбухающего хлоритов с преобладанием первого (см. фиг. 1, E_t). 2. Присутствуют только три порядка базальных отражений. Интенсивность отражения 001 значительно превышает интенсивность отражения 002. В насыщенных образцах d_{001} составляет 16,8-16,9 Å, иногда первое базальное отражение расщепляется на два. После прокаливания сохраняется слабое широкое отражение 13,8-14,5 Å. В этой группе преобладает разбухающий хлорит, но, возможно, есть и "нормальный" (см. фиг. 1, Б_{II}). 3. Дифракционная картина природных образцов содержит серию рефлексов 29,5-29,8; 14,5-14,7; 7,16-7,23; 4,75-4,77 и 32-32,7; 15,9-16,8; 14,5-15,5; 7,8-8,43; 7,16-7,6 Å при насыщении. После прокаливания 13,8 и 13,1-14,2; 7,16 – 7,8 Å (см. фиг. 1, Б_Ш) в этих образцах присутствуют корренсит и "нормальный" хлорит или корренсит и разбухающий хлорит. 4. В природных образцах есть отражения: 14,6-15,4; 7,14-7,19 и 4,76 Å (см. фиг. 1, Б_{IV}), после насыщения 17,0; 7,14 и 4,76 Å. При прокаливании от 300 до 550°С происходит постепенное уменьшение интенсивности отражения 001 и его уширение, при 400°С в одном из образцов можно видеть расщепление рефлекса на два – 13,8 и 12,4 Å. В препарате, прокаленном при 550°С, присутствуют рефлексы: 7,16; 14,4; 10,12-10,6 Å. Их совокупность может свидетельствовать о том, что образцы этой группы представляют собой смесь хлорита и необычного слоистого силиката (смектитоподобного) промежуточного по своим структурным особенностям между хлоритом и смектитом. В некоторых содержится только последний минерал (табл. 1, обр. 42в, 42с, 87а). Присутствие двух фаз триоктаэдрических минералов подтверждается электронографическими исследованиями (см. табл. 1).

В табл. 2 приведены химические анализы и кристаллохимические формулы пяти образцов хлоритов. Один из них (обр. 4) относится к магнезиальной разности, другие – к магнезиально-железистой, железистой. Распределение Al по



окта- и тетраэдрическим позициям свидетельствует о том, что в большинстве образцов преобладает октаэдрический Al. Для ряда хлоритов в табл. 3 приведены значения коэффициентов железистости $K_1 = \text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$ и $K_2 = \sum \text{Fe}^{2+}/\Sigma \text{Fe} + \text{Mg}$, они колеблются соответственно от 0,06–0,13 до 0,59–0,63.

Известно, что между параметром b элементарной ячейки хлорита и содержанием железа в нем существует зависимость [9, 14]. Оценка параметра b(см. табл. 1) проводилась по межплоскостному расстоянию $d_{(060)}$, определенному по электронограммам. По формуле Б.Б. Звягиной [14], связывающей величину параметра b хлорита с суммарным числом катионов Fe, Mn, Cr, Ni в октаэдрах, были оценены формульные коэффициенты Y (см. табл. 1). Вычисленные и экспериментальные значения Y в большинстве случаев довольно хорошо совпадают Значения параметра в клоритов, хлоритоподобных минералов и слюд, А

Тип дифрак-	Номер образца	м/скв	Y*	Y**	Параме	erp b, Å	Тип диф- ракцион-	Номер образца	мер м/скв разца	Y*	Параметр Ь, Å			
цион- ной карти- ны (см. фиг. 1)					"Нор- маль- ный" хлорит	Слюда	ной карти- ны (см. фиг. 1)				"Нор- мальный" хлорит	Слюда	Хлорито- и смекти- топодоб- ный мине- рал	
A	23 301 103 1 5	62,5/229 90/208 97/262 Уч. Кочкова 153,5—155/2	0,366 0,366 0,366 0,366 0,366 0,366		9,23 9,23 9,23 9,23 9,23 9,23	9,05 9,05 9,02 	Б1 Б1 Б11 Б11 Б11 Б11	42a 44 51 87 62	16;8/80 25/80 13,5/77 5,4/166 27,6/81	2,7 2,37 1,7 2,03 1,36 2,7	9,30 9,29 9,27 9,28 9,26 9,26 9,30	- _ 9,10 _ _	9,22 9,23 9,21 9,22 9,22 9,22	
	15 291 20 4 21 25 24 3 8 2 13 10 19 11 104 14 35 103 12 32	33,7/73 42,7/76 37,5/98 136,5—144,8/52 143,5/216 104,9/262 71,6/262 82/52 100,8/60 Уч. Кочкома 38,5/71 140,3/61 92/93 153/61 136/216 78,7/71 48/83 113/85 29/65 25,5/54 32,9/78	-0,7 0,7 0,7 1,03 1,03 1,03 1,03 1,03 1,03 1,03 1,03	0,707 2,52 2,192 2,83 1 88	9,24 9,24 9,24 9,25 9,25 9,25 9,25 9,25 9,25 9,25 9,25	9,04 9,03 9,05 9,03 9,03 9,04 9,03 9,04 9,06 9,05 9,06 9,06 9,06 9,08 9,10 9,07 	Б <u>11</u> Б111 Б1V Б1V Б1V	46 39 42B 42c 87a	31,6/81 70,5/165 16,5/80 15,8/80 7/166	2,1 3,33 3,7 - - -	9,30 9,32 9,33 - -		9,25 9,17 9,22 9,21 9,24	

8

*По формуле Б.Б. Звягиной [14] $b = 9,219 + 0,30\Sigma_{tn}$, где $\Sigma_{tn} = \Sigma$ (Fe + Cr + Ni + Mn). **Из расчетной формулы (см. табл. 2).

Ταблица 1

Компоненты				Номера образцов			
	4	35	32	16	87a	42в	12
\$iO	33,22	31,74	25,78	29,8	59,404	54,83	29.591
TiO.	1,03	0,16	0,05	0,93	-	-	
A1_0_	16,62	15,91	18,43	17,77	0,627	0,39	22,994
Fe O	6,55	4,98	4,89	7,42	_	-	-
FeÔ	2,97	26,58	26,58	14,44	5,489	8,145	28,366
MnO	0,12	0,30	0,39	0,28	-	Нет	0.355
MgO	24,8	16,29	10,02	14,80	22,715	19.212	17.898
CaO	1,72	0,45	1,64	0,95	12,956	12.1	-
P.O.	0,006	0,22	0,17	0,28	-	-	0.437
Na Ö	0,25	0,22	0,06	0,42	0,0	0.054	-
ĸ	1,95	0,97	0,26	0,13	0,07	0,13	-
н,о⁺	9,9	-	10,58	8,99	-	-	-
н,о⁻	0,79	-	1,05	0,39	-	-	-
cô,	-	-	Her	Нет	-	-	-
Copr	-	-	20	3,52	-	-	-
S	-	-	-	0,55	-	-	-
Сумма	99,92	97,82	98,06	100,07	101,26	94,86	100,001
Si	3,12	3,06	2,8	3,2	7,93)	7,936	2.76
Ti	0,289 } 4.00	0,035 } 4.00	0,003 } 4.00	13 0,07 4.00	- 8.029	- 8.003	_ } 3.995
A 1	0,591)	0,905	1,2	0,73	0,099	0,067	1,235
A1	1,254	0,895)	1,15	1,52	-	_	1,266
Fe ³⁺	0,464	0,356	0,39	0,57	- 、	-	
Fe ²⁺	0,233	2,14	2,4	1,29	0,613	0,986	1,894
Mn	0,01	0,023	0,037	0,02 5 967	_	-	0.027
Mg	3,48	2,34 5.960	1,62 5.8	2,37	4,52 6 000	4,145	2,462
Ca	0,17	0,046	0,19	0,1	1,853	1,876	. –
Na	0,045	0,037	0,013	0,08	-	0,015	0,079
К	0,226	0,123	0.03	0.017	0.612	0.024	-

к 0,226 / 0,123 / 0,03 / 0,017 / 0,612 / 0,024 / -Примечание. Обр. 4, 32, 35, 16 - хлориты с незначительной примесью слюды, силикатный анализ; Обр. 87а, 42в - актинолит со смектитоподобным минералом (микрозондовый анализ); Обр. 12 - хлорит (микрозондовый анализ).

Коэффициенты железистости	Номера образцов											
хлоритов	4	2	25	19	3	20	10					
$K_1 \\ K_2$	0,06 0,16	0,07 0,286	0,21 0,32	0,30 0,58	_ 0,3	0,096 0,17	_ 0,39					

Коэффициенты железистости			H	омера образ	ЦОВ				
хлоритов	35	32	16	300	12	11	6		
$K_1 \\ K_2$	0,48 0,51	0,59 0,63	0,35 0,44	0,09 0,13	- 0,47	0,53	0,25 0,54		

(см. табл. 1). Наибольшие расхождения наблюдаются для обр. 12, это закономерно, так как он анализировался на микрозонде, где определяется только суммарное железо. Зависимость, близкая к линейной, выявляется между величиной параметра b и значениями K_1 и K_2 (см. фиг. 2, a).

Для оценки состава хлоритов в отношении Mg и Fe использовался экспрессивный метод [13], основанный на отличии в интенсивностях базальных отражений у минералов с разным содержанием железа: как известно, [9] у магнезиальных хлоритов они примерно равны, у железистых и железо-магнезиальных интенсивность отражения d_{002} резко возрастает по сравнению с первым и третьим порядком, для диоктаэдрических хлоритов характерно интенсивное отражение третьего порядка. На этом основывается выделение в поле треугольника I_7 Å – I_{14 Å – $I_{4,7}$ Å (фиг. 3, *a*) областей, отвечающих "нормальным" хлоритам (Mg, Mg-Fe, Fe), дефектным, корренситам, судоитам и тосудитам [1].

На треугольнике (см. фиг. 3, б) в бароцентрической системе координат были нанесены интенсивности первых трех базальных отражений более чем для 100 образцов хлоритов. Наблюдается довольно значительный разброс точек, которые условно можно разделить на три группы: первая - центральная, наиболее представительная, вторая - сдвинута в сторону угла 7 Å, третья - самая малочисленная, вытянута вдоль линии 14-7 Å. В первых двух сосредоточены собственно хлориты, типичные дифракционные картины которых представлены на фиг. 1, А, в третьей – смеси железо-магнезиальных и железистых хлоритов с другими триоктаэдрическими минералами (см. фиг. 1, Б). По эначениям величины b, полученной для 33 образцов (см. табл. 1), на диаграмме (см. фиг. 3, б) были оконтурены две области "нормальных" хлоритов с изолиниями 9,23-9,25 и 9.26-9.31 Å. Внутри этих зон хлориты, имеющие одинаковые значения b, могут находиться на некотором удалении. Для поля I (см. фиг. 3, б) величина Y составляет 0,366-1,03 (магнезиальные разности), а для поля II - 1,36-3 (магнезиальножелезистые, железистые). Видимо, эти зоны могут быть расширены в направлении углов 14 и 4,7 Å за счет точек "нормальных" хлоритов (см. фиг. 3, б). Сопоставляя выделенные нами области, с разбивкой треугольника в работе [1] (см. фиг. 3, а), можно увидеть, что в общих чертах контур поля "нормальных" хлоритов совпадает: верхний предел железистых и нижний - магнезиальных разностей. Расхождение же в определении границ между минералами, отличающимися по содержанию железа, закономерно и обусловлено причинами разно-



Фиг. 2. Соотношение параметра b хлорита со значениями их козффициентов железистости (К₁ и К₂) и параметров b ассоциирующих слюд

a - b (Å) хлорита – K₁; K₂; $\delta - b$ (Å) хлорита – b (Å) слюды; $1 - Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$; $2 - \Sigma Fe/\Sigma Fe + Mg$; 3 - проанализированные образцы (см. табл. 2)

го порядка, куда относятся степень надежности дифракционных данных, особенности состава хлоритов и некоторые др. Вероятно, каждый экспериментатор, работающий с треугольником интенсивностей, должен отстраивать свои поля различных хлоритов при общей для всех исследователей направленности границ. Некоторые авторы считают, что метод треугольника позволяет дифференцировать минералы незначительно отличающиеся по железистости [10, 11], оконтуривая в пределах названных полей более узкие области. Имеющийся в наших руках экспериментальный и аналитический материал (см. фиг. 3, *б*, табл. 1) позволяет использовать этот способ только как оценочный, для разделения большого массива данных.

Для определения структурных особенностей хлоритов некоторые из них были изучены электронографическим методом косых текстур (ЭКТ) (табл. 4). ЭКТ хлоритов характеризуются отсутствием рефлексов 02 *l*; 11 *l* на первом



Фиг. 3. Диаграмма относительных интенсивностей базальных отражений хлоритовых минералов (а — по данным [1], б — для хлоритов Заонежской свиты)

 "нормальные" хлориты; 2 – смеси "нормальных" хлоритов с другими триоктаэдрическими минералами; 3 – хлориты, для которых определен структурный политип [см. табл. 4];
4 – хлориты, для которых определен параметр b [см. табл. 1]; 5 – изолинии хлоритов Мg и Mg-Fe-Fe составов (по данным табл. 1); 6 – контур областей Mg и Mg-Fe-Fe (II) хлоритов

Электронографическая характеристика хлоритов

hkl	Этало	он [2]					Но	мера	образц	0B				
			2	2	1		1	5	1	3	1	6	2	5
			-	-	-	-	(33,7	/73)	(38,5	5/71)	(32,8	3/78)	(104,9	/262)
	d/n	I	d/n	1	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
201	2,66	1,5	2,65	2	2,65	2	2,66	2	2,67	3	2,65	3	2,67	4
200	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
202	2,59	5	2,59	5	2,59	5	2,58	6	2,56	5	2,59	5	2,59	6
201	2,54	8	2,54	6	2,54	5	2,54	6	2,55	5	2,54	5	2,54	6
203	2,44	7	2,44	6	2,44	6	2,44	7	2,45	7	2,44	6	2,44	8
202	2,38	4	2,38	6	2,38	5	2,38	5	2,39	6	2,38	6	2.39	1
204	2,26	4	2,26	4	2,26	4	2,27	4	2,26	4	2,26	5	2,27	6
ө, Å	-	-	9,	25	9,2	3	9,2	4	9,2	6	9,2	8	9,2	5

Примечание. 1 — обр. 1 и 2 из кварц-хлоритовых прожилков в шунгитах III (р-он Кочкомы, скальный выход); 2. В скобках приведены м/скв.

эллипсе (на их месте фиксируется диффузный фон), рефлексы второго эллипса (20 *l*, 13 *l* и др.) четкие. Значения межплоскостных расстояний и анализ распределения интенсивностей (см. табл. 4) позволяют отнести их к структурному типу II*в*, наиболее устойчивому в условиях регионального метаморфизма всех ступеней [2] и свидетельствующему о достаточно высоких температурах гидротермального образования.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ распределения в поле треугольника хлоритов из различных типов пород показал, что к магнезиальным разностям относятся все хлориты из пород (и прожилков в них) карбонатного и карбонатсодержащего состава, большая часть из метасоматитов и высокоуглеродистых пород, а к магнезиально-железистым, железистым – преимущественно из алевролитов, лидитов, глинистых сланцев, незначительное количество из диабазов и высокоуглеродистых пород. Эту тенленцию легко объяснить, предполагая, что основным фактором, влияющим на железистость хлоритов, является состав пород. Лишь в карбонатных и карбонатссдержащих разностях, в том числе метасоматитах, количество $Mg >> \Sigma Fe$, во всех остальных типах пород соотношение, как правило, обратное, коэффициент $F = \Sigma Fe/\Sigma Fe + Mg > 0.65$. Сопредельное положение в поле треугольника точек хлоритов из прожилков и вмещающих их пород позволяет говорить об определенной близости их составов. В прожилках хорошо проявлена сопряженность составов хлоритов и парагенных с ними слюд. Ранее нами было показано, что на Зажогинском месторождении прожилки слагают диоктаэдрические слюды $2M_1$, и $2M_2$, а также триоктаэдрическая слюда 1M. В ассоциации с хлоритом встречены только диоктаэдрические слюды – $2M_{1,1}$ параметр b в них колеблется от 9,03 до 9,12, что свидетельствует о широких вариациях катионного состава в отношении Al, Mg и Fe: от фенгита до глауконита. Анализ взаимоотношения слюда-хлорит позволяет увидеть определенную тенденцию изменения параметра b этих минералов: более железистому хлориту отвечает железистая слюда (см. фиг. 2, в и табл. 1). Такая же закономерность отмечена

24		11		10		3	2	4		5	$\frac{-155}{2}$		3
(71,6	/262)	(153/	61)	(140,	3/54)	(25,5/	54)	$\left(\frac{136,5}{5}\right)$	- 144) 2	$\left(\frac{153,5}{52}\right)$	- 155 2) (82 d/n 2,66 - 2,59 2,55 2,44 2,38 2,26 9	/52)
d/n	I	d/n	I	d/n	Ι	d/n	Ι	d/n	I	d/n	1	d/n	I
2,66	3	2,66	3	2,67	3	2,67	2	2,65	3	2,66	2	2,66	3
_ 2,59	6	_ 2,60	4	2,59	6	2,00	3	2,59	5	2,59	5	2,59	4
2,48 2,44	6 6	2,56 2.45	4 5	2,55 2,44	6 7	2,55	6	2,54 2,44	5 6	2,54 2,44	5 7	2,55 2,44	4 7
2,38	5	2,39	4	2,39	6	2,40	6	2,38	5	2,38	5	2,38	5
2,26 9,2	6 25	2,27 9,1	3 28	2,27 9,1	5 27	2,27 9,3	5 31	2,26 9	4 ,24	2,26 9	5 ,23	2,26	4 ,25

Номера образцов

ранее в работе [8] для слюд и хлоритов околорудноизмененных пород одного из медноколчеданных месторождений. В ассоциации с тальком встречены только магнезиальные хлориты, параметр b равен 9,23–9,25 Å, обычно на тальковых месторождениях эта величина не превышает 9,26 Å [5].

Все смеси хлоритов и хлоритоподобных минералов (см. фиг. 1, *Б*) занимают наиболее четкое место в разрезе среднезаонежской подсвиты: они приурочены к экзоконтактам силлообразных тел габбро-диабазов, имеющих сложные взаимоотношения с вмещающими породами. В заонежских образованиях разбухающие хлориты, корренситы и смектитоподобные минералы диагностированы впервые, поэтому остановимся несколько подробнее на характеристике тех частей разреза, где они встречены.

Так, в одной из скважин флангов Зажогинского месторождения вскрыты 15-метровая толща переслаивания трещиноватых, слабо брекчированных шунгитов II-III с прослоями черных доломитов, углеродсодержащих туфов и горизонтами брекчий карбонатных туфов, сцементированных шунгитом III, ниже – силлообразное тело габбро-диабазов мощностью 82 м. Его строение весьма своеобразно: в верхней части (мощность ~ 20 м) фиксируются многочисленные прослои и включения высокоуглеродистых пород часто неправильной, заливообразной формы, раздробленные и катаклазированные, вплоть до образования диабазо-шунгитовой "брекчии". Максимальная мощность такой зоны достигает 36 м. Силл имеет зональное строение: в апикальных частях это тонкозернистая актинолит-хлоритовая порода, в центре – крупнозернистый габбро-диабаз интенсивно амфиболизированный и эпидотизированный. Во вмещающих породах верхнего контакта, в экзоконтактах силла, а также в ксенолитах шунгитов III развиты многочисленные моно- и полиминеральные прожилки мощностью до 4-5 мм, выполненные кварцем, кальцитом, актинолитом, клиноцоизитом, пиритом, сфалеритом, хлоритом и хлорито- и смектитоподобными минералами. Два последних развиваются только в прожилках с актинолитом, образующим тонковолокнистый агрегат бледно-зеленого цвета, как правило, слабохлоритизированный. Составы некоторых волокон определяли на микрозонде (см. табл. 2), они отличаются по содержанию Fe и хорошо рассчитываются на актинолит, в то же время в электронном микроскопе отчетливо видно наличие двух фаз, игольчатой и таблитчатой форм (фиг. 4), первая – актинолит, вторая – минерал, промежуточный по своим структурным особенностям между

хлоритом и смектитом (см. табл. 1, обр. 42в, 87а). На дифрактограммах других образцов совместно с актинолитом и "нормальным" хлоритом диагностированы разбухающий хлорит и корренситы – минералы плохо различимые при определении в проходящем свете. Выделяются следующие ассоциации минералов: "актинолит – хлорит – разбухающий хлорит", "актинолит – хлорит – корренсит", "актинолит – хлорит – смектитоподобный минерал", "актинолит – смектитоподобный минерал". Соотношение между хлоритом, с одной стороны, и другими триоктаэдрическими минералами – с другой, варьирует в широких



Фиг. 4. Электронно-микроскопическое изображение смеси актинолита и триоктаэдрического силиката (обр. 42 в)

а – актинолит, в – триоктаэдрический силикат

пределах, это четко прослеживается на дифрактограммах пар "хлорит – разбухающий хлорит" (см. фиг. 1, *Б*₁₋₁₁).

Анализируя причины появления прожилков с актинолитом, явившимся матриксом для развития более низкотемпературной ассоциации минералов, можно сказать, что они мало зависят от первичного состава пород (одинаковые ассоциации развиваются по основным породам, высокоуглеродистым, карбонатным туфам) и контролируются составом растворов и температурой.

После внедрения силла на первых этапах происходило отделение высокомагнезиальных флюидов, проницаемость зон контакта создавала благоприятные условия для их циркуляции, что привело к образованию актинолитовых прожилков в различных типах пород. На фоне понижения температуры, по мере остывания магматического тела, поступали новые порции раствора, с ними связано развитие по актинолиту хлорита (Fe и Fe-Mg). Пестрый состав вторичных новообразованных минералов, варьирующий даже на протяжении одного прожилка, может быть обусловлен, как это показано в работах [4, 6], и меняющимся составом растворов, краткостью времени его взаимодействия с отдельными минералами прожилка и породой, а также неоднократностью поступления растворов.

Экспериментальные работы свидетельствуют о том, что при гидротермальном преобразовании базальтов под воздействием морской воды корренситы были получены при 300°С [4], а изменение базальтов в условиях смектитовой фации может идти при температурах от 400-350°С и ниже [7]. Эти данные снимают, казалось бы, возникающее противоречие о возможности пусть и неравновесного, но сосуществования "разнотемпературных" минералов, например, актинолита и корренсита. На особенности процессов вторичного минералообразования, протекающих в плутонических телах при длительном сохранении повышенных температур, обращалось внимание в работе [4]. Таким образом, в общем в большей части разреза верхнезаонежской подсвиты в породах и прожилках железистость хлоритов связана с химизмом пород. В контактах силлов в особых условиях высокой проницаемости толщи характер минерального выполнения прожилков непосредственно связан с постмагматическими растворами переменного состава, многократностью их поступления, особенностями их взаимодействия с минералами. Об этом свидетельствуют в первом случае – однонаправленное изменение железистости хлоритов и слюд, а в другом – напротив, присутствие в прожилках ассоциаций актинолита и серии хлоритов (Mg-Fe-Fe составов) и хлоритоподобных минералов. Принадлежность хлоритов к политипной модификации Пв установлена электронографическими исследованиями. Выявленные в настоящей статье особенности составов и структурных состояний хлоритов в различных типах пород верхнезаонежской подсвиты являются первыми шагами на пути изучения их минералогии.

Список литературы

- 1. Алышева Э.И., Русинова О.В., Чекваидзе В.Б. О судоите из полиметаллических месторождений рудного Алтая // Докл. АН СССР. 1977. Т. 236. № 3. С. 722-724.
- 2. Браун Б.Е., Бэйли С.В. Политипия хлоритов // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 213-254.
- 3. Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / Под ред. В.А. Соколова. Петрозаводск: Карелия, 1982. 204 с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 211 с.
- 5. Коренбаум С.А., Траскунова Т.В., Нефедова М.Ю. О хлоритах тальковых месторождений // Петрология изверженных и метаморфических горных пород. Владивосток: Дальневосточный геологический ин-т ДВНЦ АН СССР, 1969. С. 151—159.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А. Генетические типы корренситов и корренситоподобных минералов // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 16-38.
- 7. Курносов В.Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. М.: Наука, 1986. 251 с.
- 8. Мхитарян Р.Г., Налбандян Э.М. Об изменении параметра b серицитов и хлоритов в околорудных измененных породах шамлугского медноколчеданного месторождения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 3. С. 86-88.
- 9. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов / Под ред. Г. Брауна. М.: Мир, 1965. 599 с.
- Русинова О.В., Русинов В.Л. Структурный типоморфизм хлоритов эпитермальных месторождений // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980. С. 281-291.
- Русинова О.В., Русинов В.Л., Тронева Н.В. Состав, некоторые особенности структуры и условия образования околорудных и рудных хлоритов и бертьеринов // Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений. М.: Наука. 1986. С. 5-40.
- Фирсова С.О., Ципурский С.И. Гюмбелит. Новые находки в шунгитсодержащих породах Карелии, проблемы диагностики и генезиса // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 1. С. 93-104.
- Shirozu H. Determination of the chemical composition of chlorites by the X-ray and optical methods // J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. and Econ. Geol. 1960. V. 44. N 1. P. 18-22.
- Smoliar-Zviagina B.B. Relationships between structural parameters and chemical composition of 2: 1 phyllosilicates // Proc. 7-th Euroclay Conf. Dresden, 1991. V. 3. P. 975-980.

Геологический институт РАН, Москва Поступила в редакцию 11. ХІ. 1991

УДК 551.763.3:552.51(571.66)

© 1992 Шапиро М.Н., Маркевич П.В., Гречин В.И., Константиновская Е.А.

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ И НИЖНЕПАЛЕОЦЕНОВЫЕ ПЕСЧАНИКИ КАМЧАТКИ: СОСТАВ И ПРОБЛЕМЫ ИСТОЧНИКОВ

Проанализирован состав песчаников Западной и Восточной формационных зон Камчатки. Выделены две группы песчаников: кварц-полевошпатовые или полевошпатово-кварцевые граувакки и вулканомиктовые песчаники. Показано, что источником обломочного материала при формировании первых из них была пассивная континентальная окраина Азии, а других — внутренние вулканические поднятия Восточной зоны. Налагаются ограничения на масштабы горизонтальных перемещений обеих зон относительно друг друга.

Песчаники и алевролиты наряду с глинистыми породами и разнообразными вулканитами преобладают среди стратифицированных комплексов верхнего мела и нижнего палеогена Камчатки. Но если изучение состава вулканитов стало основой интерпретации палеотектоники региона, то в изучении терригенных пород с этой целью есть явные проблемы. Ранее было установлено, что в составе эоцен-миоценовых пород Камчатки резко преобладают продукты размыва мафических комплексов, образующих внутренние, преимущественно вулканические поднятия (островные дуги) [8]. Верхнемеловые и нижнепалеоценовые терригенные породы Камчатки более разнообразны как по своей геологической позиции, так и по составу, что заставляет думать о более сложной палеотектонической обстановке [4].

В основу настоящей статьи положены полевые наблюдения авторов, изучение породообразующих компонентов в шлифах песчаников и исследование тяжелой фракции песчаников и алевролитов, проведенное в лаборатории ДВГИ ДВО АН СССР В.И. Тихоновой и Н.В. Трушковой под руководством П.В. Маркевича.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОСНОВНЫХ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Региональные литостратиграфические подразделения (серии, свиты, толщи), состав песчаников которых рассматривается в настоящей статье, принадлежат к двум основным формационным зонам верхнемеловых образований: Западной и Восточной [9] (фиг. 1). К Западной зоне относятся лесновская серия перешейка Камчатки, омгонская серия Западной Камчатки, кихчикская серия обрамления выступа метаморфических пород Срединного хребта, верхняя часть которой обычно выделяется как хозгонская свита. Полный разрез этих мощных, однообразных, интенсивно дислоцированных толщ нигде не известен, и они описаны лишь в частных фрагментах. Из этих толщ, точнее, из кремнистых линз в их составе, известны радиолярии кампана – маастрихта, а также верхнесенонские иноцерамы [2, 3]. Верхний возрастной предел этих толщ ограничивается несогласно залегающим верхним палеоценом – эоценом, а нижняя граница известна только на м. Омгон, где верхнемеловые терригенные породы с размывом перекрывают эффузивы неокома [1, 3]. Строго говоря, нет никаких прямых данных



Фиг. 1. Схема соотношений основных формационных комплексов верхнего мела и нижнего палеоцена Камчатки (a) и схема расположения участков отбора образцов песчаников (б)

1 — терригенные комплексы верхнего мела (лесновская, омгонская и кихчикская серии); 2-3 — осадочно-вулканогенные комплексы верхнего мела (2 — Срединного хребта — ирунейская свита и нижняя часть кирганикской свиты, 3 — Восточного хребта — валагинская серия и хапицкая свита); 4-5 — терригенные комплексы верхнего маастрихта — нижнего палеоцена (4 — с вулканомиктовым составом песчаников — верхняя толща кирганикской свиты, дроздовская свита тр. Тумрок, 5 — с преобладанием среди песчаников кварц-полевошпатовых граувакк — тальниковская свита и дроздовская свита хр. Кумроч). Участки отбора образцов: 1 — лесновской серии, 2 и 3 — омгонской серии, 4-6 — кихчикской свиты, 7 — верхней толщи кирганикской свиты, 8 — валагинской серии и тальниковской свиты, 9— валагинской серии, 10 — хапицкой и дроздовской свит, 11 — хапицкой свиты. Двойной линией показана современная граница формационных зон. I, II — соответственно Западная и Восточная формационные зоны

о палеоценовом возрасте самых верхов терригенного разреза, но отсутствие в перекрывающих толщах Западной Камчатки надежного нижнего палеоцена и параллели с Центрально-Корякской зоной не позволяют исключить возможность присутствия в нем палеоценовых слоев.

Для характеристики лесновской серии использованы отдельные разрезы в бассейне р. Правая Лесная (некоторые из них по образцам В.Н. Григорьева). Омгонская серия охарактеризована частными разрезами по р. Рассошиной и шлифами из разреза на м. Омгон, любезно предоставленными Г.Б. Бондаренко. Частные разрезы в бассейнах рек Быстрая, Хим и Средняя Воровская использованы для характеристики верхней части кихчикской серии, включая хозгонскую свиту¹.

В Восточной зоне резко преобладают вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи верхнего сенона и маастрихта: ирунейская и кирганикская свиты в Срединном хребте, валагинская серия и хапицкая свита в Восточном хребте, хынхлонайская свита на о-ве Карагинском. Они датируются довольно многочисленными находками радиолярий и, в ирунейской свите, – иноцерамов [2, 3]. Терригенные породы в этих толщах играют резко подчиненную роль. Однако повсеместно (за исключением северной части Срединного хребта) верхнемело-

¹В анализ проблемы не включен материал по барабской свите, оценки возраста которой колеблются от кампана до дания [19]. Ее конгломераты и песчаники сложены обломками метаморфических пород и резко отличаются от залегающих в непосредственной близости заведомо кампанских песчаников хозгонской свиты, почти не содержащих обломков метаморфидов. Для интерпретации этих различий необходимо уточнение возраста барабской свиты.

вые вулканиты согласно перекрываются существенно терригенными толщами. Это верхи кирганикской свиты, тальниковская свита Валагинского хребта, дроздовская свита в хребтах Тумрок и Кумроч, верхи хынхлонайской свиты. На основании сравнительно редких находок маастрихт-палеоценовых радиолярий, анализа комплекса бентосных фораминифер и главным образом из-за их согласного залегания на кампан-маастрихтских эффузивах все эти толщи условно относятся к концу маастрихта и палеоцену. В самое последнее время палеоценовый возраст тальниковской свиты подтвержден находками планктонных фораминифер (устное сообщение М.Е. Бояриновой).

Для характеристики терригенных пород хапицкой свиты использованы частные разрезы в северной части хр. Кумроч, валагинская серия и тальниковская свиты охарактеризованы разрезами в верховьях р. Валагиной, дроздовская свита – разрезами по рекам Арлыч и Бушуйка, а верхняя толща кирганикской свиты – разрезом в верховьях р. Жупанки.

МЕТОДИКА ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Количественный состав породообразующих компонентов изучался в шлифах. В качестве объектов подсчета были выбраны кварц (и кварцевые сростки), полевые шпаты, эффузивные, интрузивные, метаморфические и осадочные породы, а также породы неясного генезиса и цветные минералы вместе с обломками рудных. Отдельно определялось количество матрикса (цемента). Эти компоненты определялись в 150 случайных точках каждого шлифа, что достаточно для целей данного исследования. Из подсчета исключались наложенные вторичные минералы, не считающиеся с границами зерен и образующие самостоятельные выделения (пятна, прожилки). Результаты подсчета выносились на треугольную диаграмму OFL (фиг. 2) с отнесением кремнистых пород и цветных минералов к литической группе. В некоторых случаях подсчитывались соотношения обломков пород различного типа, но, как правило, эти подсчеты заведомо неточны и субъективны из-за неуверенной диагностики измененных обломков, в которых плохо различаются афанитовые эффузивы, с одной стороны, и тонкозернистые туфогенно-осадочные породы – с другой. Крайне условно разделение полнокристаллических эффузивных и мелкозернистых интрузивных пород. Поэтому построения дополнительных диаграмм, отражающих состав литической части, не проводились.

Тяжелая фракция из алевролитов и песчаников выделялась в бромоформе по стандартной методике. Для графического отражения состава тяжелой фракции из результатов анализа исключались минералы явно вторичного происхождения: пирит-марказитовые сростки, лимонит, шарики гематита. Если остаток составлял менее 100 зерен, то образец в дальнейшем не рассматривался. Содержания минералов пересчитывали на 100% и наносили на треугольную диаграмму (фиг. 3, a). Для этого все минералы были разбиты на три группы. В первую были включены циркон, турмалин, апатит и сфен - очень устойчивые минералы, наиболее типичные для продуктов размыва относительно кислых магматических и метаморфических комплексов и более древних терригенных серий. Во вторую группу были включены пироксены, амфиболы, оливин и хромит - значительно менее устойчивые минералы, типичные для продуктов размыва основных и ультраосновных магматитов. Остальные минералы были отнесены к третьей группе. Для построения дополнительной диаграммы (см. фиг. 3, б) эта третья группа в свою очередь была разбита на три. Во-первых, были выделены минералы группы рутила и лейкоксен, часто образующие довольно значительную часть тяжелой фракции. Вторую подгруппу образовали наиболее типичные минералы естественных шлихов: магнетит и ильменит. Оставшаяся часть неоднородна: с одной стороны, сюда входит гранат, типичный для продуктов размыва метамор-



Фиг. 2. Диаграмма соотношения главных компонентов меловых и палеоценовых песчаников Камчатки

 $Q - \kappa варц (без кремнистых пород и кварцитов), F – полевые шпаты, L – обломки пород (и цветных минералов). Поля на диаграмме соответствуют следующим питающим провинциям по У. Дикинсону и др. [22]: I- континентальные блоки, II – орогены, III – магматические дуги: A – нерасчлененные, слабо эродированные, Б – глубоко эродированные, B – промежуточные. <math>1-9$ – отдельные пробы (a) и средние по свитам (б): I – лесновская серия, 2 – омгонская серия (м. Омгон), 3 – омгонская серия (р. Рассошина), 4 – кихчикская серия, хозгонская свита, 5 – тальниковская свита, 6 – дроздовская свита (хр. Кумроч), 7 – кирганикская серия, 8 – хапицкая свита, 9 – валагинская серия; 10 –средние соотношения: I – в вулканомиктовых песчаниках тальниковской и дроздовской свит, 3 – в песчаниках Западной зоны; 11 – границы поля песчаников пикежской свиты п-ова Камчатского мыса [20]

фических пород, а с другой — такие минералы, как хлорит и эпидот, в равной степени типичные для метаморфических зеленых сланцев и зеленокаменных эффузивов. Сюда же попадает и слюда, не образующая в тяжелой фракции значительных концентраций.

Несколько слов нужно сказать о роли минералов из группы рутила: рутила, анатаза, брукита и условно объединенного с ними лейкоксена. Их содержание в тяжелой фракции весьма изменчиво прежде всего из-за колебаний содержания самого рутила: от 95% тяжелой фракции до полного отсутствия. Какой-либо корреляции этих содержаний с составом основных породообразующих компонентов не улавливается. Весь рутил сосредоточен в алевритовой фракции (0,1–0,01 мм), и в шлифах не обнаруживается. Наблюдается отчетливая положительная связь содержаний рутила и степени метаморфизма пород. Так, в наименее измененных породах кирганикской, хапицкой и дроздовской свит рутил, анатаз и брукит отсутствуют, а содержание лейкоксена не превышает 3%. Практически отсутствует рутил в опробованном разрезе переходных слоев между валагинской серией и тальниковской свитой, где степень метаморфизма пород незначительна. Юго-восточнее, где метаморфизм нарастает, в породах тальниковской свиты появляется рутил. В Западной зоне, где породы повсеместно метаморфизования



Фиг. 3. Диаграммы состава тяжелой фракции верхнемеловых и палеоценовых песчаников Камчатки

ZR — циркон + апатит + сфен + турмалин; РХ — пироксен + амфибол + оливин + хромит; RS — рутил + анатаз + брукит + лейкоксен + ильменит + магнетит + гранат + эпидот + хлорит + слюда (a): 1 — ильменит + магнетит, R — рутил + анатаз + брукит + лейкоксен, М — гранат + эпидот + хлорит + слюда (б). 1-3, 8 — серии (1 — лесновская, 2 — омгонская, 3 — кихчикская, 8 — валагинская); 4-7 — свиты (4 — тальниковская, 5 — дроздовская, 6 — кирганикская, 7 — хапицкая)

рутила в терригенных породах при начальном метаморфизме неоднократно описывались в литературе, мы не можем быть уверенными в том, что и в рассматриваемых породах минералы группы рутила или, во всяком случае, значительная их часть являются терригенным компонентом. Поэтому на данной стадии исследования минералы группы рутила не будут включаться в анализ проблемы источников сноса.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛМ. И СОСТАВ ПЕСЧАНИКОВ

Западная зона. Разрезы большинства верхнемеловых терригенных толщ Западной зоны имеют много общего. Песчаники, алевролиты, аргиллиты (глинистые сланцы) – главные компоненты этих разрезов – образуют разного рода переслаивания, иногда приближающиеся к двухкомпонентному терригенному флишу. Текстурные особенности многослоев или элементарных ритмов такого переслаивания в некоторых случаях позволяют относить слагающие его породы к турбидитам. Песчаные и алевритовые прослои без четких градационных текстур, с двумя резкими, как правило, ровными границами, параллельной или слабоволнистой слоистостью обычно интерпретируются как контуриты. Грубообломочные терригенные породы, за исключением редких маломощных линз осадочных брекчий в основании некоторых песчаных пластов, крайне редки. Макрофауна практически отсутствует. Для многих толщ характерно обилие пирита. Кроме терригенных пород в этих толщах в виде небольших линз иногда встречаются подушечные базальты, дацитовые (преимущественно пемзовые) туфы и тефроиды, кремнистые породы. Часть кремней - это по существу чистые радиоляриты. Базальты по своей геохимии близки к абиссальным толеитам [12]. Несколько отличаются разрезы омгонской серии на м. Омгон, где в них появляются грубообломочные породы, угли, макрофауна и отпечатки флоры [3].

По своей структуре песчаники верхнемеловых толщ Западной зоны, согласно классификации Ф.Дж. Петтиджона [10], относятся к типичным грауваккам, в которых почти или совершенно неокатанные обломки сцементированы тонко-

зернистым матриксом, состоящим из продуктов преобразования мельчайших терригенных зерен и первичных глинистых материалов. Как правило, эти преобразования достаточно глубоки и иногда соответствуют начальному метагенезу зеленосланцевой фации с формированием различимых в шлифах хлорит-серицитовых агрегатов. Породы испытали и заметные структурные преобразования. В особенности это касается глинистых пород, которые превращаются в сланцы или даже в филлиты. Но и в песчаниках структурные изменения хорошо заметны и выражаются в деформациях мягких зерен, часто в переориентировке зерен за счет их поворота, частичного растворения, а иногда (в случае кварца) перекристаллизации и вторичного роста. В некоторых породах границы зерен имеют вид сутур. Многие зерна полевых шпатов и пород замещены вторичными минералами, что часто затрудняет количественные подсчеты. В этих случаях даже количество матрикса определяется весьма приближенно. Для песчаников оно колеблется от 15 до 30%. В алевролитах матрикса, естественно, больше.

На диаграмме OFL (см. фиг. 2) точки песчаников Западной зоны приурочены к довольно обширному полю с содержанием кварца 10-45%, плагиоклазов 15-35% и обломков пород 35-65%. Опнако подавляющая часть пород имеет более узкий диапазон колебаний основных компонентов: Q – 20–35%, F – 20–35% и L – 35–50%. По классификации В.Д. Шутова [21], это кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые граувакки. Не наблюдается какой-либо устойчивой тенденции изменения состава песчаников вдоль простирания зоны от лесновской серии на севере до кихчикской серии на юге, хотя во всех сериях встречаются породы с повышенным содержанием кварца за счет уменьшения доли как плагиоклазов, так и обломков пород. Среди последних преобладают мелкозернистые, часто фельзитовидные эффузивы среднего состава (андезиты, дациты) и тонкозернистые кремнистые, глинисто-кремнистые и кремнисто-туфогенные осадочные породы. Постаточно часто встречаются обломки разнообразных базальтов. Они особенно обильны в некоторых песчаниках на м. Омгон, где за счет повышения содержания пород уменьшаются содержания кварца и плагиоклазов. Обломки аргиллитов и алевропелитов решко сохраняются в этих сильно деформированных породах, превращаясь в параллельные сланцеватости уплощенные линзочки. Из других осадочных пород можно отметить единичные зерна кварц-полевошпатовых алевролитов. Интрузивные породы представлены мелкозернистыми, существенно полевошпатовыми лейкодиоритами и, реже, плагиогранитными сростками кварца и плагиоклаза. Метаморфические породы (филлиты, зеленые сланцы и слюдистые кварциты) редки. Изредка встречаются зерна калиевых полевых шпатов.

Состав тяжелой фракции в достаточной мере изучен лишь для песчаников лесновской серии. На треугольных диаграммах (см. фиг. 3) видно, что они содержат очень мало, а иногда и вообще не содержат минералов из группы пироксена. В одном из образцов отмечены высокие содержания хромита. Если не считать минералов из группы рутила, часто засоряющих тяжелую фракцию, в ней резко преобладают минералы из группы циркона. На дополнительной диаграмме (см. фиг. 3, δ) видно, что минералов из метаморфической группы в лесновских песчаниках почти нет. Единичные анализы тяжелой фракции песчаников из омгонской и кихчикской серий показывают принципиальную близость ее состава к составу тяжелой фракции в лесновских песчаниках, но можно отметить повышенные содержания граната и эпидота в песчаниках омгонской серии на р. Рассошиной.

Восточная зона. Терригенные породы мела и палеогена Восточной зоны образуют геологические тела двух типов. Во-первых, это прослои и пачки в составе существенно вулканогенных, преимущественно туфовых комплексов. Вовторых, это мощные толщи главным образом терригенных пород в самых вер-

4*

хах разреза, такие, как верхняя подсвита кирганикской свиты Срединного хребта, тальниковская и дроздовская свиты Восточного хребта, верхняя часть хынхлонайской свиты на о-ве Карагинском.

Песчаники и алевролиты в составе вулканогенных толщ по составу, как правило, близки к преобладающим в этих толщах туфам, и их разделение с текстурно близкими тефроидами всегда достаточно условно. При полевых описаниях они часто объединяются с ними как "туфопесчаники" и "туфоалевролиты". Такое объединение в известной мере оправдано близостью способов переноса и отложения обломков, но генетическая разница между ними все же есть. Условная граница может быть проведена между породами с петрографически однородными вулканогенными обломками (тефроиды) и породами, где зерна эффузивов структурно разнообразны и есть примесь невулканогенных обломков. По-видимому, широко распространены и туффиты, т.е. породы смешанного генезиса, но выделить их трудно и, как правило, они относились к песчаникам.

Текстуры песчаных и алевролитовых прослоев и пачек в вулканогенных толщах разнообразны: от массивных пластов грубозернистых песчаников с примесью гравия и гальки до флишоидного чередования с аргиллитами при градационной слоистости отдельных многослоев. В ассоциации с такими пачками часто встречаются линзы брекчий (как правило, состоящих из относительно однородных эффузивов) и конгломератов с галькой и валунами не только разнообразных эффузивов, но и других пород (туфов, силицитов, алевропелитов, гипабиссальных габброидов и диоритов). Иногда в этих псефитах встречаются переотложенные обломки раковин устриц.

В составе песчаников, занимающих эту геологическую позицию, резко преобладают обломки базальтов, андезитов и дацитов различных структурных типов, хлоритизированного стекла, в той или иной степени раскристаллизованной пемзы, плагиоклазов и моноклинных пироксенов. В подчиненном количестве встречаются обломки тонкозернистых туфогенно-осадочных пород, аргиллитов, кремней, диабазов и диоритовых порфиритов, а также роговая обманка. На диаграмме QFL точки почти всех этих песчаников концентрируются вдоль линии FL, и лишь в верхней части валагинской серии на ее переходе к тальниковской свите встречаются песчаники с более высоким (до 20%) содержанием кварца. Вместе с тем в средней части разреза валагинской серии в северной части Валагинского хребта часть песчаников имеет другой состав, содержит до 40% обломочного кварца и по соотношению главных компонентов приближается к песчаникам Западной зоны [5].

Терригенные толщи в верхах вулканогенного разреза в свою очередь могут быть разделены на две группы. К первой относятся верхняя толща кирганикской свиты Срединного хребта, дроздовская свита в хр. Тумрок и верхняя часть хынхлонайской свиты на о-ве Карагинском, в которых все песчаники имеют вулканомиктовый состав. Большая часть разреза этих толщ - это флишоид с некоторым преобладанием аргиллитов (иногда кремнистых) и алевролитов над песчаниками. Нередко здесь наблюдаются градационная слоистость и другие текстуры, характерные для турбидитов. Обычны прослои туфов и тефроидов от алевропелитовых до гравийных. Типичны разнообразные известковые конкреции. Состав обломков в песчаниках этих толщ в целом соответствует составу подстилающих вулканогенных серий. Состав тяжелой фракции, судя по породам кирганикской свиты, также указывает на вулканогенный источник терригенного материала. С подстилающими грубообломочными туфогенными сериями эти толщи связаны постепенными переходами через пачки слоистых алевропсаммитовых тефроидов мощностью от первых метров до первых десятков метров.

Ко второй группе терригенных толщ в верхах мел-палеоценового разреза Вос-

точной зоны относятся тальниковская свита Валагинского хребта и дроздовская свита хр. Кумроч. Это типичный двухкомпонентный песчано-аргиллитовый флиш с прекрасно выраженными типичными для турбидитов текстурами многослоев. Однообразное, хотя и варьирующее по соотношению мощностей чередование серых песчаников и черных аргиллитов с известковистыми конкрециями в дроздовской свите хр. Кумроч изредка прерывается мощными массивными пластами несортированных грубозернистых песчаников, с размывом перекрывающих подстилающие пачки и часто содержащих в основании брекчии из неокатанных обломков черных аргиллитов. Изредка в дроздовской свите встречаются хаотические олистостромовые горизонты, состоящие из мелких глыб песчаников и известковистых конкреций местного происхождения. Характерная особенность этой свиты - постоянное присутствие растительного детрита на плоскостях напластования в песчаниках. В некоторых пластах грубообломочных песчаников встречаются окатанные обломки каменного угля или углефицированной древесины. Переход вверх от туфовых толщ в терригенные, как правило, происходит через пачку слоистых псаммитовых и алевропелитовых тефроидов мощностью от первых десятков до 150-200 м.

По своей структуре песчаники этих толщ, подобно верхнемеловым песчаникам Западной зоны, относятся к грауваккам. Состав зерен в них также сходен: средние составы песчаников тальниковской свиты и лесновской серии на диаграмме QFL практически совпадают (см. фиг. 2). В дроздовской свите многие песчаники обогащены литическим компонентом, и содержание кварца в них падает до 8–15%. Среди обломков пород и в дроздовской свите несколько преобладают эффузивы (среди них андезито-базальты и обломки стекла), а в подчиненном количестве содержатся обломки тонкозернистых глинистых, кремнистых, возможно, туфогенных пород. В тальниковской свите преобладание эффузивов над осадочными породами не столь заметно и состав эффузивов более разнообразен. Надежно идентифицируемые обломки интрузивных пород в обеих свитах редки, и большая часть их имеет основной и средний состав. Изредка встречаются обломки метаморфических пород: кварцево-слюдистых сланцев и слюдистых кварцитов с четко выраженными директивными структурами.

Состав тяжелой фракции этих пород изучен в основном для тальниковской свиты, где он по трем главным компонентам очень близок к составу тяжелой фракции в песчаниках лесновской серии, отличаясь лишь слегка повышенным содержанием минералов "мафической" (пироксен и др.) группы (см. фиг. 3, *a*). Единичные анализы песчаников дроздовской свиты подтверждают это правило. На дополнительной диаграмме (состав тяжелой фракции без минералов цирконовой и пироксеновой групп) отличия тальниковских песчаников от лесновских становятся более заметными за счет большей роли минералов "метаморфической" группы и прежде всего граната (см. фиг. 3, *б*).

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ, ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОТЕКТОНИКИ

Бо́льшая часть терригенных толщ Западной зоны, сложенных глинистыми породами, песчаными дистальными турбидитами и контуритами, вероятно, формировалась в относительно глубоководной области, хотя каких-либо указаний на абсолютные глубины в породах нет. Отсутствие макрофауны, обилие аутигенного пирита, парагенез с радиоляритами и базальтами океанического типа подтверждают такое заключение. Практическое отсутствие проксимальных турбидитов и хаотических олистостромовых комплексов указывает на накопление вдали от резких уступов дна. Наиболее близкий современный пример такой обстановки – это нижняя часть подножия континентального склона пассивных окраин, локальные и временные участки которых существуют и в тылу многих современных островных дуг.

Однородность состава песчаников на всей площади Западной зоны указывает на высокую степень интеграции и перемешивания материала из разных локальных источников. Материал, поступавший с суши, смешивался сначала в шельфовой зоне, а затем в глубоководной части бассейна, переносясь контурными течениями вдоль основания склона. Состав и легкой и тяжелой фракций верхнемеловых песчаников Западной зоны несомненно несст на себе отпечаток некоторой осапочной пифференциации зерен, благодаря чему наиболее неустойчивые компоненты играют среди них незначительную роль. Вместе с тем структура и состав этих песчаников не позволяют считать их зрелыми, испытавшими неоднократный перемыв и такую глубокую дифференциацию, которая стерла бы с них отпечаток строения размываемых комплексов. Очевидно, что состав песчаников все еще в значительной мере отражает наиболее общие черты области размыва, где преобладали интенсивно дислоцированные вулканогенноосадочные толщи с широким диапазоном эффузивов и со сравнительно неглубоким эрозионным срезом, вскрывающим лишь небольшое количество интрузий и метаморфических зон. Полю песчаников Западной зоны на диаграмме У. Дикинсона [22] в координатах OFL соответствуют в качестве областей питания умеренно и глубоко эродированные магматические дуги. Трудно предположить, что в конце мела такая суша существовала непосредственно к юго-востоку от Западной зоны. Здесь (неизвестно, правда, на каком расстоянии) располагался пояс активного, преимущественно андезито-базальтового вулканизма Восточной зоны, т.е. слабо эродированная вулканическая дуга, откуда кварц и большое количество минералов группы циркона поступать не могли. В то же время к северо-западу от Западной зоны располагалась окраина Азии, которая с неизбежностью должна была поставлять в соседний морской бассейн большие объемы терригенного материала. Палеогеография этой окраины в самом конце мела – начале палеоцена в деталях еще не ясна. Основная береговая линия континента проходила к юго-востоку от Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, где в сантоне заканчивается активный вулканизм "субдукционного" типа, и с кампана по палеоцен изливаются только небольшие объемы рифтогенных базальтов [13, 14]². Юго-восточнее, на месте северной части Охотского моря, повидимому, располагалась обширная шельфовая зона, в тектоническом отношении аналогичная структурам северо-западной части Корякского нагорья. Такая аналогия не позволяет рассматривать эту зону только как область транзита осадков, поступавших с материка. Судя по Корякскому нагорью, здесь должны существовать как глубокие прогибы, служившие ловушкой для значительной части этого материала, так и локальные поднятия, поставлявшие дополнительный терригенный материал - продукты размыва преимущественно юрско-меловых вулканогенно-осадочных толщ с относительно небольшой долей офнолитов, метаморфических пород и плагиогранит-диоритовых интрузий. Таким образом, терригенные толщи Западной зоны скорее всего накапливались у подножия континентального склона, который отделял глубоководную часть бассейна от расположенного к северо-западу тектонически неоднородного подвижного шельфа или бордерленда. Не исключено, однако, что Западная зона отвечает собственно глубоководной котловине краевого бассейна, и материал в нее поступал не только с северо-запада, со стороны материка, но и с юго-востока, со

² Если говорить о кампанских вулканитах Охотско-Чукотского вулканического пояса, то ранее [13] к ним относилась прежде всего атвувеемская свита, которая позднее [14] была отнесена к маастрихт-данию. Их состав не соответствует составу надсубдукционных вулканитов [14]. В настоящее время к низам кампана относится только очень незначительный объем кислых вулканитов [6].

стороны островной дуги (Восточной зоны), и лишь высокая степень интеграции этого материала придонными течениями не позволяет идентифицировать эту примесь.

Восточная зона в конце мела – это широкая и сложная зона островных вулканов, на склонах которых и в западинах подводного рельефа накапливались линзы глинистых и обломочных пород. Основным агентом переноса материала с узких шельфов в более глубоководные зоны были, вероятно, суспензионные потоки различной плотности, перемещавшие как свежую тефру, так и продукты размыва вулканических построек. И хотя в отдельных разрезах, в частности на севере Валагинского хребта, встречаются песчаники, типичные для Западной зоны [5], и наоборот, в некоторых разрезах Западной зоны встречаются базальты, туфы и кремни, характерные для Восточной зоны, настоящие переходные разрезы в современном эрозионном срезе, по-видимому, отсутствуют. Это очевидно связано с их перекрытием по системе надвигов на современной границе зон.

Решение вопроса об амплитуде тектонического сближения верхнемеловых формаций тесно связано с проблемой происхождения нижнепалеоценовых терригенных толщ Восточного хребта Камчатки. Начало их накопления безусловсвязано, во-первых, с быстрым опусканием вулканического поднятия и HO последующим практически одновременным резким ослаблением вулканизма в конце мела или самом начале палеогена. Оставшиеся острова были сосредоточены главным образом в западной части зоны, где началось формирование чисто вулканомиктовых толщ. В прогибах восточной части зоны вулканомиктовый материал смешивался с преобладавшим материалом, полученным в результате размыва каких-то континентальных структур. Общая близость песчаников тальниковской и дроздовской свит к верхнемеловым песчаникам Западной зоны заставляет искать источник этого материала прежде всего на западе, на окраине Северо-Восточной Азии. Отмирающая дуга Восточной зоны подобно некоторым современным дугам могла быть расчленена глубокими поперечными проливами, служившими путями транзита материала из задугового бассейна (Западная зона) в троги, расположенные на океанической стороне дуги (зона Восточного хребта)³. В связи с таким сценарием следует коснуться двух важных для палеотектоники Камчатки вопросов.

Первый из них относится к числу позднемеловых вулканических дуг. В современной структуре. Камчатки выделяются два главных пояса островодужных вулканитов верхнего мела: Срединный хребет и система восточных хребтов. Они разделены глубокой кайнозойской депрессией. Стратиграфия вулканитов и в какой-то степени их состав специфичны для каждого пояса, и до настоящего времени идет дискуссия, сформированы ли они в одной дуге или наблюдаемая структура является результатом коллизии двух практически одновозрастных дуг, первоначально разделенных широким морским бассейном. Если в конце позднего мела к востоку от окраины материка существовали пве параллельные островодужные системы, то на склоны внешней по отношению к материку дуги континентальный материал мог попасть либо после столкновения дуг, либо предварительно заполнив разделявший их бассейн. В первом случае следовало бы ожидать крупного несогласия в основании терригенных толщ Восточного хребта, а во втором пояса терригенных формаций верхнего мела между Срединным и Восточным хребтами. Поскольку ни того ни другого не наблюдается, следует признать, что представления о западном, азиатском источнике обломоч-

³Однако полной аналогии здесь нет, так как в современных дугах по таким проливам терригенный материал поступает непосредственно в преддуговую зону и далее в глубоководный желоб, где не может согласно залегать на островодужных вулканитах.

ного материала в терригенных толщах Восточного хребта и гипотеза о двух независимых островодужных системах позднего мела, по-видимому, несовместимы.

Второй вопрос, связанный с проблемой источников материала терригенных толщ Восточного хребта, - это масштаб и время горизонтального перемешения меловых вулканогенно-осадочных комплексов Камчатки и Олюторской зоны Корякии относительно материка. Некоторые данные [11] указывают на перемещения этих комплексов с кампана по эоцен на несколько тысяч километров к северу. Не обсуждая эту проблему в целом, укажем, что если терригенные толщи Восточной Камчатки формировались за счет размыва окраины Азиатского материка, то островная пуга, которую они перекрыли в самом конце маастрихта - начале палеоцена, не могла находиться дальше чем в нескольких сотнях километров от этой окраины. Современные подводные конусы, сложенные дистальными турбидитами, могут достигать ширины на порядок большей, но такие образования уникальны и всегда связаны с мощными речными системами, дренирующими гигантские горные массивы. В данном случае ситуация несколько иная: к юго-востоку от Охотско-Чукотского пояса, который в конце мела и начале палеогена уже был основным водоразделом крайнего северо-востока Азии, массивы суши были не столь велики, чтобы дать действительно гигантский конус, а сам водораздел был относительно низок и с кампана по палеоцен не столько размывался, сколько перекрывался платобазальтами [6]. Присутствие кварисодержащих песчаников в разрезе валагинской серии позволяет предполагать, что и несколько ранее, в конце кампана – начале маастрихта, вулканический пояс Восточной зоны также был не слишком удален от области сноса сиалического материала. Таким образом, поиск источников материала на западе заставляет с крайней осторожностью относиться к ультрамобилистическим представлениям, основанным главным образом на первых палеомагнитных результатах.

Есть ли основания для поиска другого источника сиалического обломочного материала в мел-палеоценовых толщах Восточной Камчатки? Их немного, но они заслуживают внимания. Во-первых, важно, что в дроздовской свите хр. Кумроч достаточно широко развиты проксимальные турбидиты, скорее всего относящиеся к фации подводных русел. Присутствие в разрезе таких фаций, сложенных кварисодержащими песчаниками, трудно объяснить в рамках рассмотренной выше гипотезы, предусматривающей резкое преобладание дистальных фаций кварисодержащих турбидитов на Восточной Камчатке. Во-вторых, обращает на себя внимание состав тяжелой фракции песчаников тальниковской и дроздовской свит, обогащенной относительно песчаников Западной зоны гранатом и другими минералами, скорее всего связанными с размывом метаморфических пород. Но главное основание для поисков источника, сиалического материала на востоке - накапливающиеся данные о сносе терригенного материала со стороны акваторий, полученные при изучении других объектов: эоцена Командорских островов, олигоцена и миоцена Кроноцкого полуострова, верхнего мела и плиоцена п-ова Камчатского мыса, о-ва Карагинского, п-ова Говена и Олюторской зоны в целом [7, 15-18]. Взятые вместе литологические доказательства существования таких источников на месте современных акваторий выглядят очень весомо. Признанию этой гипотезы мешает лишь отсутствие общепризнанного механизма деструкции той континентальной коры, которая должна была существовать к востоку от Камчатки, чтобы поставлять соответствующий обломочный материал на запад. И хотя обсуждение этой проблемы явно выходит за рамки статьи, нам кажется, что развитие идей о тектонической эрозии и субдукции континентальной коры может привести к ее решению, и тогда представление о восточном источнике обломочного материала в мел-палеоценовых толщах Восточного хребта станет более привлекательным.

1. Верхнемеловые песчаники терригенных толщ Западной формационной зоны Камчатки имеют однородный состав и относятся к кварц-полевошпатовым и полевошпатово-кварцевым грауваккам с наиболее характерными пределами колебаний главных породообразующих компонентов: кварц 20–35%, плагиоклазы 20–35% и обломки пород 35–50%. В составе их тяжелой фракции резко преобладает циркон вместе с апатитом, сфеном и турмалином. В Восточной зоне, где преобладают вулканогенные толщи, почти все верхнемеловые песчаники имеют вулканомиктовый состав, а в их тяжелой фракции резко преобладают пироксены и другие минералы, связанные с размывом мафических комплексов.

2. Верхнемеловые песчаники Западной зоны накапливались в относительно глубоководном бассейне, отделявшем вулканические поднятия Восточной зоны от сложной по структуре и морфологии, но на кампан-палеоценовом этапе пассивной окраины Азии и формировались главным образом за счет размыва этой окраины.

3. В Восточной зоне терригенные толщи получают широкое распространение только на уровне самого конца маастрихта и низов палеоцена. Часть их содержит только вулканомиктовые песчаники, но в Восточном хребте Камчатки песчаники нижнепалеоценовых дроздовской и тальниковской свит близки по составу главных компонентов и тяжелой фракции к верхнемеловым песчаникам Западной зоны. Если эта близость отражает общность основного источника (окраина Азии), то это налагает жесткие ограничения на геодинамические модели развития Камчатки в конце мела – начале палеогена и означает, что уже на этом рубеже единая вулканическая дуга Восточной зоны не была удалена от материка более чем на несколько сотен килом тров.

Список литературы

- 1. Бондаренко Г.Е., Соколков В.А. Новые данные о возрасте, структуре и обстановке формирования вулканогенно-кремнисто-карбонатного комплекса мыса Омгон (Западная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 6. С. 1427–1434.
- 2. Вишневская В.С., Бернард В.В. Возраст и условия формирования мезозойских кремнистых пород Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 35-41.
- 3. Геология СССР: Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. І. / Под ред. Г.М. Власова. М.: Недра, 1964. Т. 31. 733 с.
- 4. Гречин В.И. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-фациальных зон Камчатки // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных областях. М.: Наука, 1979. С. 130—149.
- Константиновская Е.А. Меловые структурно-формационные комплексы северной части Валагинского хребта (восточная часть Камчатки) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 140-161.
- 6. Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.
- 7. Малиновский А.И., Тихонова В.И., Трушкова Н.В. О двух типах источников сноса при формировании Олюторского прогиба Восточной Камчатки // Тихоокеан. геология. 1989. № 3. С. 82-88.
- 8. Маркевич П.В. Геосинклинальное терригенное осадконакопление на востоке Азии. М., Наука, 1985. 118 с.
- 9. Очерки тектонического развития Камчатки / Под ред. Ю.М. Пущаровского и В.П. Зинкевича. М.: Наука, 1987. 248 с.
- 10. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 752 с.
- Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 1988. № 66. С. 32-42.
- 12. Федоров П.И. Геохимия и петрология позднемеловых вулканитов Камчатского перешейка // Геохимия. 1988. № 11. С. 1627-1637.
- 13. Филатова Н.И. Меловой палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхоянско-Чукотской и Корякско-Камчатской областей // Геотектоника. 1979. № 5. С. 98—115.
- 14. Филагова Н.И. Тектоническая позиция маастрихт-эоценового базальтоидного магматизма в северо-западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1987. № 4. С. 85-101.
- 15. Чамов Н.П. Литология палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений полуострова Говена (юг Коряксиого нагорья) // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 5. С. 79-94.
- 16. Шапиро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 122 с.
- 17. Шапиро М.Н. Надвиг Гречишкина на побережье Камчатского залива // Геотектоника. 1980. № 3. С. 85-102.
- Шапиро М.Н. Обломки липаритов и гранитов в мел-палеоценовых толщах о. Карагинского (состав и проблема источников) // БМОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 5. С. 23-35.
- 19. Шапиро М.Н., Разницын Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В. Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединногс хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 5-21.
- 20. Шапиро М.Н., Хотин М.Ю. Верхнемеловые квар:1-полевошпатовые песчаники Восточной Камчатки // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 5. С. 67-74.
- 21. Шугов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых песчаников. М.: Наука, 1975. 110 с.
- Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R. e.a. Provenance of North American Phanerczoic sandstones in relation to tectonic setting // Bull. Geol. Soc. America. 1983. V. 94. P. 222-235.

Геологический институт РАН, Москва

.

Поступила в редакцию 12. V. 1992

УДК 553.435(571.15)

©1992 Авдонин В.В.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ

Рассмотрены особенности состава и строения микрокварцитов, серицитолитов и хлоритолитов, подстилающих стратиформные залежи рудноалтайских колчеданно-полиметаллических месторождений. Изучен химический состав основных породообразующих минералов, микроструктуры, диагенетические структуры пород. Обосновывается вывод о гидротермально-осадочной природе комплекса подрудных образований.

Колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая, приуроченные к базальт-риолитовой формации эмсско-фаменского возраста, довольно разнообразны по составу руд, структурным особенностям, характеру и степени послерудных преобразований и другим параметрам. Связь процессов рудообразования с девонским вулканизмом обусловливает ведущую роль гидротермальноосадочного рудообразования в формировании руд месторождений. Типизация этих объектов производится по двум основным классификационным признакам: а) наличию или отсутствию подводящих корневых систем, б) приуроченность рудных залежей к определенным вулканическим структурам. В результате выделены две группы месторождений: а) с развитыми корневыми системами и подгруппами: стратовулканической, экструзивной, жерловой; б) бескорневые, в которой обособлены подгруппы: пластообразных, линзовидных, перемещенных руд. Общей особенностью месторождений является сочетание, совмещение в одном месторождении и даже в одной залежи продуктов гидротермально-осадочных и метасоматических процессов [1].

В течение многолетней дискуссии о генезисе алтайских месторождений основное внимание обращалось на генетические особенности руд, тогда как околорудные породы практически выпали из поля зрения противоборствующих сторон, поэтому традиционный термин метасоматиты прочно вошел в обиход для обозначения околорудных образований любого типа. Это в ряде случаев приводит к парадоксальным ситуациям, когда, например, гидротермально-осадочные руды бескорневых месторождений залегают почему-то на метасоматитах. В последние годы это противоречие было устранено благодаря тому, что удалось установить гидротермально-осадочную природу большой группы пород, подстилающих рудные тела. Наиболее полно эти образования проявлены на так называемых слабо преобразованных месторождениях, т.е. не претерпевших сколько-нибудь существенных метаморфических преобразований. К их числу относятся Орловское, Камышинское, Риддер-Сокольное, Ново-Лениногорское и др. В отличие от них интенсивно преобразованные месторождения характеризуются тем, что рупы, и в особенности околорудные породы, под влиянием метаморфизующих агентов претерпевают существенные изменения и часто утрачивают некоторые специфические для гидротермально-осадочных образований черты. Примерами таких месторождений являются Тишинское, Чекмарь, Малеевское, Березовское,



Фиг. 1. Обобщенный геологический разрез гидротермально-осадочной постройки на Риддер-Сокольном месторождении

1-4 — гидротермально-осадочные околорудные породы (1 — кварциты, 2 — хлоритолиты, 3 — серицитолиты, 4 — оползневые брекчии); 5-7 — руды (5 — слоистые полиметаллические, 6 — штокверкового типа, 7 — скопления рукокластов, образующие промышленные рудныве тела); 8 агломератовые туфы; 9-10 — алевролиты (9 — кремнистые, 10 — известковистые); 11 — туфогравелиты, 12 — переслаивание алевролитов и песчаников; 13 — четвертичные отложения

Греховское и другие, расположенные в зонах смятия и в контактовых зонах гранитоидных массивов.

В обобщенном виде комплекс подрудных гидротермально-осадочных пород на слабо преобразованных месторождениях представляет собой достаточно мощную толщу отчетливо зонального строения. В основании ее залегают обычно кварциты или микрокварциты, составляющие существенно преобладающую часть всего комплекса. Мощность кварцитовых пород достигает десятков, а иногда сотен метров. В месторождениях, приуроченных к локальным депрессионным структурам, кварциты формируются в виде линзовидных залежей, выполняющих депрессии. В других случаях, например на Риддер-Сокольном месторождении, они слагают отчетливо выраженные купольные структуры или даже сочетания их, располагающиеся над зонами разломов, служивших каналами, по которым гидротермальные растворы поступали на морское дно.

Кварциты перекрываются линзовидными или пластообразными часто прерывистыми телами хлоритолитов, имеющими сравнительно небольшую (первые метры, реже – десятки метров) мощность.

В отличие от довольно однородных кварцитов тела хлоритолитов имеют более сложное строение. Нередко они представлены слоистыми пачками, в которых наблюдается чередование (переслаивание) массивных хлоритолитов, известковистых, оолитовых пород и других разностей. К верхней части хлоритолитовых пачек приурочены рудные залежи, они либо венчают разрез гидротермальноосадочных пород, либо бывают перекрыты маломощными пластами хлоритолитов или серицитолитов. Последние обычно тяготеют к самым верхним частям подрудных комплексов. Помимо перечисленных разновидностей гидротермально-осадочных пород иногда большим распространением пользуются разнообразные оползневые брекчии, обрамляющие кварцитовые купола (фит. 1). Поскольку перечисленные породы рассматривались как несомненные метасоматиты (да и в настоящее время многие исследователи относят их в эту группу) целесообразно обратить внимание на те их особенности, которые прямо или косвенно подтверждают их гидротермально-осадочную природу.

Кварциты и микрокварциты обладают наиболее очевидными признаками осадочных образований. Четко выраженная слоистость, примесь терригенного материала, фациальные переходы по простиранию в кремнистые и известковистые алевролиты, постоянное присутствие иногда весьма обильных диагенетических конкреций – эти и другие особенности уже давно позволили решить вопрос об их происхождении. Правда, в силу сложившихся стереотипов светлые и относительно более однородные кварциты, слагающие купольные структуры, все еще рассматриваются как "метасоматиты по алевролитам". Этому противоречат полное отсутствие каких-либо признаков метасоматоза, нередко наблюдаемое переслаивание так называемых *метасоматитов* с обычными и довольно разнообразными алевролитами, алевропесчаниками и т.д.; и наконец, многочисленные факты обнаружения обломков кварцитов среди различных осадочных пород в вышележащих горизонтах.

Хлоритолиты – наиболее своеобразные породы, подстилающие рудные тела и довольно широко распространенные. Они разнообразны по составу – от монохлоритовых разностей, более чем на 90% сложенных хлоритом, до серицито-хлоритовых, карбонатно-хлоритовых и терригенно-хлоритовых пород, в которых содержание карбоната, серицита, терригенного и углистого материалов возрастает до 50% и более, т.е. когда хлоритолиты фациально сменяются известковистыми, кремнистыми или углистыми алевролитами, алевропесчаниками и т.д. Таким образом, практически во всех случаях хлоритолиты характеризуются присутствием терригенного материала, который подчеркивает рисунок слоистости (градационной, косой, линзовидной и т.д.) пород и является наглядным свидетельством седиментационной природы их, поскольку не несет никаких признаков метасоматических преобразований.

Отличительными особенностями хлоритолитов являются также свойственные им ооидные и оолитовые текстуры (фиг. 2, 3). Это своего рода типоморфная особенность гидротермально-осадочных хлоритолитов алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений.

Ооидные текстуры, в частности, были обнаружены в подрудных хлоритолитах Орловского месторождения. Здесь округлые ооиды темно-зеленого хлорита с каемками сульфидов располагаются в хлоритовой или серицит-хлоритовой пятнистоокрашенной массе, благодаря чему текстурный рисунок породы близко напоминает комковатые глины. Следует подчеркнуть, что наблюдаемые особенности строения хлоритолитов абсолютно идентичны конкреционным, желвакообразным, ооидным текстурам глин, возникающим при диагенезе. Вообще колломорфные диагенетические текстуры хлоритолитов характеризуются большим разнообразием форм. Помимо отмеченных хлоритовых ооидов часто встречаются почковидные обособления различного состава: округлые и овальные почки мелкозернистого пирита, серицита, комковатые выделения кремнистого материала и др. (фиг. 4). Иногда в центральных частях почек наблюдаются серповидные трещины, выполненные крупночешуйчатым хлоритом, серицитом или пренитом, по морфологическим особенностям аналогичные диагенетическим образованиям, обычным для конкреций в осадочных породах.

Наиболее часто в хлоритолитах присутствуют карбонатные оолиты, имеющие правильную форму шара, размер в среднем около 1 см (от 1 мм до 2 см). Оолитам свойственно концентрически-зональное строение (см. фиг. 2, 3). В большинстве случаев ядерные части их имеют хлоритовый состав, нередко вместе с хлоритом в ядрах оолитов наблюдаются сгустки кремнистого вещества, а в карбонатных оолитах Камышинского месторождения обнаружен тальк. Иногда в центре



Фиг. 2. Хлоритолит с обильными оолитами (Риддер-Сокольное месторождение, полированный штуф, увел. 1, 2 раза)



Фиг. 3. Карбонатные (светлое) и хлоритовые (темное) оолиты в серицитовой матрице. Видны следы растворения внешних зон хлоритовых солитов (Риддер-Сокольное месторождение, полированный шлиф, увел. 40, ник. скрещены)

оолитов находится своеобразная "затравка" – кристаллики пирита, зерна кварца, обломки раковин морских животных и т.д. Наряду с оолитами относительно простого строения, в которых ядро подобно ореху окружено толстостенной карбонатной скорлупой, широко развиты сложные оолиты с многократным чередованием зон разного состава. В таких случаях иногда удается наблюдать явления частичного растворения оолитов и возобновления их роста (см. фиг. 3). Вообще в особенностях оолитовой текстуры нередко бывает наглядно запечат-



Фиг. 4. Некоторые разновидности почковидных, соидных и солитовых текстур в хлоритолитах и серицитолитах Орловского месторождения

a — почковидные выделения серицита с кристаллами пирита в хлоритовой матрице; $\delta - \partial$ — различные типы оолитов в хлоритолите; $e, \, m$ — хлоритовые почковидные выделения в сериците; 3 — ооиды хлорита с пиритом; u — оолиты хлорита в сериците. 1-2 — матрица (1 — хлоритовая, 2 — серицитовая); 3 — серицит; 4 — пирит в кварцевой кайме; 5 — кремнисто-кварцитовая масса; 6 — карбонат; 7 — хлорит

лена история их формирования, отражающая сложные, меняющиеся условия диагенетических процессов.

Довольно часто встречаются оолиты, имеющие радиально-лучистое строение. Однако и в этом случае отмечаются концентрические каемки.

Как было отмечено, состав оолитов весьма разнообразен; некоторые разновидности их представлены на фиг. 4.

Распределение оолитов крайне неравномерно: они могут быть редкими, единичными; в других случаях оолиты настолько обильны, что матрица выполняет в породе только межшаровое пространство (см. фиг. 2). Характерна послойная приуроченность оолитов – наличие в однородных хлоритолитах или серицитолитах прослоев, обогащенных оолитами.

Диагенетическое оолитообразование развито не только в подстилающих рудные залежи гидротермально-осадочных породах, но и в самих рудах. По данным Н.Е. Сергеевой, в рудах Ново-Лениногорского месторождения встречаются оолитоподобные образования разнообразного состава и строения: сфалеритовые в кайме крупночешуйчатого серицита; пиритовые и баритовые также в серицитовой оболочке; многослойные оолиты с зональными концентрами серицита, карбоната, пирита.

Оползневые брекчии представляют собой весьма своеобразные породы, по поводу генезиса которых высказывались различные мнения. В наиболее типичном случае они имеют вид обломочных образований, в которых обломковидные обособления остроугольной, линзовидной, фьяммеподобной форм размером от нескольких миллиметров до 7 см, сложенные хлоритом или серицитом, погружены в однородную микрокварцитовую массу белого цвета. Некоторая необычность облика пород и послужила основанием для отнесения их к пеперитам [3] или продуктам вулканических взрывов, разрушающих ранее образованные метасоматиты [2].

Петальное изучение этих образований позволило выявить следующие их особенности. 1. Обломки и обломковидные обособления представлены гидротермально-осадочными хлоритолитами, серицитолитами, нередко с мелкими карбонатными оолитами. 2. Наряду с породами, содержащими остроугольные обломки, широко распространены разности, в которых обломковидные обособления имеют фьяммевидный облик, несут следы пластических деформаций, что является свидетельством перемещения пластических масс нелитифицированного или слаболитифицированного осапка. Напо заметить, что количественные соотношения кремнистого и хлоритолитового материала весьма изменчивы и иногда хлоритолит преобладает (в этих случаях в хлоритолитовом цементе фиксируются обрывки и сгустки кварцитового состава). 3. Очень часто в брекчиях наблюдаются крупные карбонатные диагенетические порфиробласты как в обломках, так и в цементе. 4. В комплексе осадочных брекчий достаточно широко развиты так называемые линзовидно-полосчатые породы, образовавшиеся при пластических деформациях слоистого осадка, в результате чего возникает своеобразный текстурный рисунок - линзовидные, пластично изогнутые, гофрированные прослои хлоритолита, чередующиеся с такими же обособлениями кремнистого состава, и т.д. 5. При картировании осадочных брекчий установлено, что они образуют шлейфы, обрамляющие купольные кварцитовые структуры (см. фиг. 1), а иногда достаточно мощные пачки этих пород выполняют локальные депрессионные впадины.

Из приведенных характеристик видно, что по текстурно-структурным особенностям, геологической позиции брекчии представляют собой осадочные образования, типи ные для отложений склоновых оползней, мутьевых потоков и, наверно, не требовалась бы их подробная характеристика, если бы не своего рода уникальность их состава; необычность этих пород заключается в том, что все их компоненты представлены веществом, имеющим гидротермально-осадочное происхождение, а именно кремнистым и хлоритовым материалами.

химнческий состав хлоритов и серицитов

Изучение химического состава основных породообразующих минералов хлоритолитов и серицитолитов проведено Н.Е. Сергеевой на микроанализаторе JXA-5.

Хлориты гидротермально-осадочных пород варьируют по составу от железомагнезиальных до магнезиальных (табл. 1). При этом они характеризуются отчетливо проявленной неоднородностью, обусловленной, вероятнее всего, процессами диагенетической перегруппировки вещества. В наиболее выразительной форме эта перегруппировка проявлена в образовании оолитов; сравнение состава оолитов и матрицы свидетельствует о наличии такой изменчивости (табл. 2). Среди отмеченного выше разнообразия минерального состава оолитов обращает на себя внимание присутствие в ядрах карбонатных оолитов талька. Ранее широкое распространение талька было установлено в околорудных породах интенсивно преобразованных месторождений, где его образование связано с замещением магнезиального хлорита или доломита при метаморфизме. В данном случае тальк обнаружен в слабо измененных хлоритолитах Камышинского месторождения, и его образование приходится относить за счет специфики условий диагенеза.

Предварительные данные по распределению элементов-примесей в хлоритах

Химический состав хлоритов и талька

Таблица 1

Месторождение	Номер образца	Название породы	SiO ₂	TiO2	A1203	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K20	Сумма
Ново-Ленино- горское	1592/1237	Однородный хлоритолит	34,04		22,07	10,75	24,68	0,07	-	-	91,61
Ново-Золоту- шинское	нз-9	То же	35,34	-	20,95	3,82	26,24	0,22	0,75	-	87,32
Малеевское	570/1062	*	33,90	-	22,05	8,66	26,59	0.09	0.55	_	91 84
Орловское	11/17 11/17 0-1 0-1	Оолит Матрица Оолит Матрица	33,38 33,52 33,16 33,93	- - -	23,56 27,06 19,75 19,37	10,29 8,56 11,40 10,21	18,61 17,67 24,82 24,68	0,16 0,16 0,13 0,10	1,06 1,22 0,19 0,22	0,20 	87,06 88,39 89,45 88,51
Греховское	ГР-1	Однородный хлоритолит	34,42	-	21,15	5,29	29,45	_	-	-	90,31
Камышинское	T-6/86	Ядро оолита — тальк	65,75	-	0,72	0,35	29,04	0,23	-	-	96,09
	T-6/86	Матрица	36,25	-	20,40	1,93	30,44	0,12	-	-	89,14
Николаевское	15/4	Хлорит меж- шарового ве- щества базаль- тов	31,95	0,22	15,20	33,11	9,08	0,31	0,34	0,34	90,55

Структурный элемент	Минерал	SiO2	TiO ₂	A1203	FeO	MgO	MnO	CuO	Na ₂ O	ͺ ^κ ₂ ⁰	Сумма
Ядро солита	Хлорит Брейнерит	34,82	-	33,02	4,51 10,01	15,16 44,87	- -	- -	0,51 —	0,11 -	88,13 54,87
Внешняя зона оолита	Хлорит Железистый доломит Серицит	34,33 		29,77 	3,74 1,81 —	22,02 20,60 0,80	1,91 —	0,31 29,81 —	0,17 	0,88 _ 11,46	91,29 54,13 98,78
Матрица	Хлорит Серицит	34,03 50,59	0,09	19,79 35,74	9,35 0,48	24,76 1,92	-	_ 0,05	 1,55	_ 9,56	88,43 99,98

Химический состав солитового хлоритолита (обр. 1662/424,4, Лениногорское рудное поле)

Химический состав серицитов

Таблица З

Номер образца	Месторождение	SiO2	TiO2	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K20	Сумма
PC-2	Риддер-Сокольное	52,89	1 0,20	32,54	0,60	2,82	Не обн.	0,41	10,20	99,71
1592/1237	Ново-Лениногорское	53,11	0,13	28,71	0,90	2,34	0,03	0,59	10,61	96,52
1566/1041	"	55,15	0,20	26,76	1,07	3,39	_	0,40	11,52	98,49
11/17	Орловское	50,86	_	34,92	0,93	2,69	0,43	2,13	5,98	97,23
697	Гусляковское	50,73	0,66	35,01	0,62	2,14	-	0,59	10,75	100,58

Химический состав карбонатов (без СО2)

Месторождение	Номер образца	Название породы	CaO	MgO	FeO	MnO
Ново-Лениногор- ское	1566/1040	Железистый доло- мит: оолиты в се- рицитовой мат- рице	29,08	18,90	2,61	1,41
	1450/519	Тоже	26,72	15,49	8,03	1,47
	1592/1237	Кальцит в ассо- циации с серици- том и Mg-Fe- хлоритом	51,61	0,45	Не обн.	Не обн.
Орловское	0-1	Магнезиальный кальцит: оолиты в Mg-Fe-хлорите	45,50	2,10	0,61	0,27
Камышинское	Т-6/86	Марганцовистый кальцит: оолиты в Мg-хлорите	48,74	0,31	Не обн.	1,86

также иллюстрируют диягенетическую перегруппировку вещества. Отмечена тенденция к накоплению в оолитах Cu, Ag, Pb, Zn, а также Ni и Co. Это подтверждается и многочисленными находками сульфидов в ядрах оолитов.

В отличие от хлоритов метасоматического генезиса (преимущественно железо-магнезиальных), хлориты гидротермально-осадочных пород характеризуются большей изменчивостью составов (от магнезиальных до железо-магнезиальных), высоким содержанием Al, меньшей кристаллохимической упорядоченностью.

Что касается состава серицитолов; то в общем, по данным анализов, в них преобладает серицит, т.е. тонкочешуйчатая разность мусковита; в очень редких случаях в связи с увеличением содержания Na₂O и уменьшением количества K₂O состав серицитов приближается к парагониту (табл. 3). Серицит гидротермально-осадочных пород характеризуется повышенными содержаниями SiO₂, MgO и H₂O. Особо следует отметить повышенные содержания TiO₂, что связано с замещением титаном октаэдрического алюминия. Повышенные содержания TiO₂ вообще свойственны гидротермально-осадочным породам, в которых нередко фиксируется аутигенный рутил.

Карбонаты околорудных пород, наблюдаемые обычно в форме оолитов, представлены кальцитом и доломитом, но благодаря наличию примесей образуют многочисленные разности: марганцовистые и магнезиальные кальциты, железистые доломиты и др. При этом обращает на себя внимание взаимная зависимость составов сосуществующих карбонатов и слюдистых минералов, выражающаяся в том, что в хлоритах, как правило, присутствуют кальцитовые оолиты, тогда как в серицитовой матрице обычны доломитовые оолиты (табл. 4). Так, для околорудных пород Камышинского месторождения характерна ассоциация марганцовистого кальцита оолитов (с тальком в ядре) и магнезиального хлорита матрицы; в Орловском месторождении в хлоритах магнезиально-железистого состава присутствуют оолиты магнезиального кальцита; в серицитолитах Ново-Лениногорского и Тишинского месторождений оолиты сложены железистым доломитом.

В лаборатории кафедры петрографии МГУ изучены микроструктуры гидротермально-осадочных пород с использованием растрового электронного мик-



Фиг. 5. Микроструктуры хлоритолитов

а, δ — ячеистая микроструктура; чешуйчатая, равномерно-однородная масса с многочисленными порами (а — хлорит из ядра оолита, Риддер-Сокольное месторождение, δ — тальк в оолите, Камышинское месторождение); в — хлоритовая матрица с ячеистой микроструктурой, относительно упорядоченной текстурой (Риддер-Сокольное месторождение); г — хлоритолит, кристаллические формы параллельно ориентированных пакетов перекристаллизованного хлорита

роскопа CamScan. Предварительные данные свидетельствуют о том, что микроструктуры хлоритов и серицитолитов, наблюдаемые на свежих сколах образцов, чрезвычайно близки по характеру тем, которые свойственны глинистым осадкам, в различной степени литифицированным.

Наиболее типична ячеистая структура, для которой характерно мелкочешуйчатое строение и большое количество мелких (3-10 мкм) пор. При этом поры имеют изометричные, чаще всего округлые очертания, стенки их образованы изогнутыми чешуйками (фиг. 5, 6). Иногда чешуи, обрамляющие поры, имеют трубчатые очертания или форму своеобразных раструбов. Такие структуры свойственны и хлоритовым, и серицитовым массам. Реже стенки пор образованы пластинчатыми чешуйками или тонкими их пакетами. Как правило, это наблюдается в хлоритолитах.

Другой, не менее часто встречающийся тип микроструктур – ламинарные структуры. Они свойственны породам с упорядоченной грубо параллельной ориентировкой чешуй слюдистых минералов. В этих породах преобладает пластинчатая, листообразная форма чешуй. Многочисленные поры приобретают клиновидную форму, вытянутую по напластованию породы (см. фиг. 6, *в*). В породах, не претерпевших существенных преобразований (не рассланцованных) наряду с ламинарными структурами нередко встречаются участки турбулентных структур, что является отражением первичной неоднородности осадка и, возможно, связано с унаследованием неравномерной первичной слоистости,



Фиг. 6. Микроструктура серицитолитов

а, б — серицитолиты с ячеистой микроструктурой, многочисленными изометричными порами (а — чешуйчато-листоватая масса, б — розетковидная, изогнуто-листоватая форма чешуй); в, г — ламинарноподобные микроструктуры (в — мелкочешуйчатая, пластинчато-листоватая с клиновидными и ромбовидными порами, Ново-Лениногорское месторождение, г — крупнолистоватая однородная серицитовая масса со щелевидными порами, Тишинское месторождение)

мало заметной макроскопически вследствие практически мономинерального состава породы.

Несколько хуже выражены, но повсеместно наблюдаются комковатые, шарообразные обособления, как бы слепленные из изогнутых листочков (иногда они напоминают капустные кочаны). Размер этих обособлений составляет приблизительно 5–10 мкм. Возможно, они представляют собой своеобразные зародыши оолитов.

В породах преобразованных месторождений ламинарные структуры резко преобладают, причем чешуйчатые формы заменяются пластинчатыми агрегатами, крупными пакетами и кристаллами; поры имеют щелевидную форму, сечения их характеризуются полигональными очертаниями (см. фиг. 6, *г*).

Совершенно иначе выглядят хлориты из межшарового выполнения базальтов. Им свойственны необычайно сглаженные, волнистые, натековидные, струйно-пластинчатые формы поверхностей. Однако наблюдений этой группы хлоритов пока недостаточно для каких-либо обобщений.

Приведенные данные характеризуют пользующиеся широким распространением на рудноалтайских месторождениях околорудные образования и свидетельствуют о гидротермально-осадочной их природе. Подобные породы сопровождают колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды в различных палеовулканических провинциях. В архейских месторождениях зеленосланцевого пояса Абитиби, месторождениях Испании, Франции, Кипра, миоценовых месторождениях Куроко в тесном парагенезисе с рудами установлены хемогенные отложения значительных масс кремнезема, хлорита, серицита, карбонатов и др. [4, 5].

Возможность образования кремнисто-слюдистых околорудных пород в результате выноса гидротермальными поствулканическими растворами выщелоченных компонентов, отложения их в виде гелеобразных масс и последующего преобразования в стадии диагенеза подтверждается многочисленными наблюдениями в областях современного подводного гидротермального рудоотложения.

Список литературы

- 1. Авдонин В.В. Ликвация и формирование рудоносных вулканогенных комплексов. М.: Изд-во МГУ, 1987. 239 с.
- 2. Чекваидзе В.Б. Метасоматические формации полиметаллических месторождений Рудного Алтая и их поисковое значение // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978. С. 147-161.
- 3. Январев Г.С., Кудряшов А.М., Олейник Ю.Ф., Трубников Л.М. Ново-Лениногорское колчеданно-полиметаллическое месторождение на Рудном Алтае // Геология руд. месторождений. 1984. № 4. С. 14-23.
- 4. Bernard A.J., Dagallier G., Soler E. The exhalative sediments linked to the volkanic exhalative massive sulphide deposits; A case study of European Occurences // Ore Genesis State Art, 1982. P. 559-564.
- Costa U.R., Barnet R.I., Kerrich R. The Mattagami Lake Mine Archean Zn-Cu Sulfide deposit. Quebec: Hydrothermal copresipitation of talc and sulfides in a sea-floor brine pool evidence from geochemistry ¹⁸O/¹⁶O and mineral chemistry // Econ. Geol. 1983. V. 78. N 6. P. 1144-1203.

Московский государственный университет

Поступила в редакцию 1.III.1991

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.54:551.72

© 1992 Сочава А.В., Подковыров В.Н.

ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД И ТАКСОНОМИЧЕСКОГО РАЗНООБРАЗИЯ СТРОМАТОЛИТОВ НА ПРОТЯЖЕНИИ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ

Одним из широко обсуждаемых событий позднего докембрия является статистически установленное изменение таксонометрического разнообразия строматолитов, которое достигло максимальных величин в среднем и позднем рифее и существенно сократилось в вендском периоде [10, 11, 19 и др.]. Предполагается, что сходным образом изменялась во времени и породообразующая роль строматолитовых построек — их распространенность в толщах карбонатных пород позднего докембрия, однако последнее предположение пока не имеет количественного подтверждения [12]. Как возможные причины сокращения разнообразия строматолитов в конце позднего докембрия различными авторами предполагались либо биотические факторы (пищевая и биотурбационная деятельность появившихся в позднем рифее метазоа [9, 11, 19]; конкуренция со стороны появившихся в то же время высших водорослей [13]; сокращение таксономического разнообразия бентосных микроорганизмов [17]), либо факторы, связанные с изменениями геохимических особенностей среды (предполагаемое возрастание объемов поступления СО2 в атмосферу в среднем и позднем рифее с последующим его сокращением в венде [14], или постепенное однонаправленное сокращение насыщенности морской воды карбонатами [12]).

Проведенный авторами анализ эволюции состава карбонатных пород в позднем докембрии позволяет подойти к решению обсуждаемой проблемы с новых позиций. Этот анализ проведен на основе статистической обработки массива аналитических данных, включающего 1169 определений содержаний петрогенных элементов в валовых составах отдельных проб карбонатных пород рифея и венда Урала (главным образом Башкирского антиклинория), Сибирской платформы и ее обрамления. Полученные результаты позволяют наметить основной тренд изменения на протяжении позднего докембрия соотношения известняхов и доломитов среди карбонатных пород исследованных регионов. От нижнего к верхнему рифею относительная доля доломитовых пород сокращается, а в венде снова возрастает. Этот тренд в общих чертах наблюдается и в отдельно взятых крупных структурных подразделениях при достаточно широком разбросе значений средних составов карбонатных пород среднего рифея (фиг. 1). Анализ опубликованных данных по некоторым другим регионам мира [13, 16] приводит к выводу о том, что обсуждаемый тренд представляет собой явление, выходящее за рамки регионального.

В разрезах верхнего рифея Урала и Сибири распространены карбонатные породы с повышенным содержанием стронция. Максимальные содержания стронция в известняках катавской свиты Башкирского антиклинория достигают 2000 ррт, в инзерской свите – 5000 ррт, в баракунской и каланчевской свитах юга Сибирской платформы – 3000 ррт. При этом кларковое содержание стронция в карбонатных породах составляет 300-500 ррт [8]. Обогащение стронцием карбонатных пород верхнего рифея установлено также на Полярном и Приполярном Урале, Пай-Хое, Тимане [9], Патомском нагорье, Игарстом поднятии [3], Гренландии и Шпицбергене, Северном Китае [16]. Эта особенность состава карбонатов верхнего докембрия, по-видимому, также имеет надрегиональный характер и может быть связана с распространением пород, сформировавшихся из осадков существенно арагонитового состава.

Полученные данные об изменении состава карбонатных пород на протяжении позднего докембрия дают дополнительное подтверждение представлениям о циклически направленном характере эволюции карбонатонакопления. На протяжении неогея могут быть выделены два долгопериодических цикла изменения соотношения доломиты / известняки с минимума-



Фиг. 1. Изменения среднего состава карбонатных пород в позднем докембрии и фанерозое

1 — Урал; 2 — Сибирская платформа; 3 — складчатое обрамление Сибирской платформы; 4 — Русская платформа (средние составы для относительно коротких интервалов времени — периоды, эпохи [2]); 5 — среднее по всем обсуждаемым районам

ми в позднем рифее и мезо-кайнозое, накладывающиеся на общий тренд сокращения этого соотношения (см. фиг. 1). При этом как мезо-кайнозойские [6], так и позднерифейские карбонатные породы, отличавшиеся пониженными значениями отношения доломиты / известняки, характеризуются повышенным содержанием стронция.

Интерпретация этих данных проводится нами на основе модели, предполагающей квазистационарное состояние системы атмосфера — гидросфера [5]. Действующие в этой системе механизмы саморегуляции способны устанавливать в ней такие величины важнейших параметров карбонатонакопления (pCO₂, температуру земной поверхности, величину Mg / Ca в морской воде и др.), которые необходимы для поддержания эквивалентности потоков Ca, Mg и C на ее входе и выходе. Вследствие действия этих механизмов глобальная скорость накопления карбонатных пород лимитируется величиной потока CO₂ в систему, при этом Mg²⁺ вовлекается в процесс карбонатонакопления лишь в той мере, в какой поток CO₂ превышает поток Ca²⁺. С позиций такой модели уменьшение величины доломит / известняк в карбонатных отложениях той или иной эпохи может происходить либо вследствие возрастания поток Ca²⁺, либо сокращения потока CO₂ в атмосферу и гидросферу.

Обогащение морской воды Ca²⁺ при гидротермальных процессах в океанической коре [6] должно приводить к возрастанию содержания этого элемента в осадочной оболочке. По-видидимому, результатом именно этого необратимого процесса является более чем двукратное ее обогащение кальцием по сравнению со средним составом континентальной коры [4]. Увеличение по мере накопления кальция в осадочной оболочке скорости его поступления в океаническую воду при выветривании областей сноса, вероятно, послужило причиной постепенного возрастания на протяжении геологической истории роли известняков и соответственно сокращении роли доломитов в глобальном карбонатонакоплении.

Причиной циклических изменений состава карбонатных пород могли служить соответствующие изменения скорости поступления CO₂ в атмосферу. Сокращение этой скорости в позднем рифее вследствие падения общей глобальной активности тектономагматических процессов [1] можно рассматривать как фактор, определивший уменьшение в эту эпоху глобальной величины соотношения доломитов и известняков в осадках. Последовавшая в позднем венде и раннем палеозос очередная активизация этих процессов имела своим следствием возрастание интенсивности доломитообразования (см. фиг. 1). Такая трактовка эволюции экзогенных условий в позднем докембрии согласуется с широким развитием в позд-



Фиг. 2. Сопоставление изменения состава карбонатных пород (a), таксонометрического разнообразия (1) и распространенности (2) строматолитов (б) [19]

нем рифее и раннем венде материковых оледенений [7], которые можно рассматривать как следствие сокращения действия парникового эффекта при падении содержания СО₂ в атмосфере, а также с предложенной ранее интерпретацией данных об изменении на этом этапе геологической истории изотопных соотношений серы сульфатных пород, углерода и стронция в карбонатных [5].

Постаточно очевидная корреляция кривых изменения состава карбонатных пород, с одной стороны, и таксономического разнообразия и распространенности в них строматолитов – с другой (фиг. 2), позволяет связать особенности зволюции строматолитообразования с абиотическими факторами – изменением на протяжении позднего докембрия геохимических особенностей среды. В работе [12] обсуждается проблема зависимости процесса образования строматолитов, в том числе и их таксономического разнообразия, от степени насыщенности морских вод карбонатами. В предлагаемой авторами модели предполагается постепенное сокращение этого параметра внешней среды на протяжении протерозоя с достижением в среднем и позднем рифее значений, обеспечивающих максимальное разнообразие строматолитов – достаточных для их активного образования, но не столь высоких, чтобы подавлять влияние других факторов. Полученные нами данные приводят к выводу о том, что изменение состава морских вод на протяжении позднего докембрия имело циклический, а не однонаправленный характер.

Степень насыщенности морских вод карбонатами в глобальном масштабе, по-видимому, можно рассматривать как отношение площади бассейнов, в которых данный параметр достигает величин, обеспечивающих интенсивное накопление карбонатов, к общей площади бассейнов осадконакопления. Глобальное сокращение степени насыщенности морских вод карбонатами на каком-либо продолжительном отрезке геологической истории должно иметь следствием уменьшение общей скорости их накопления и соответственно сокращение абсолютного и относительного количества карбонатных пород в разрезах осадочных толщ этого возраста. Исходя из принципа квазистационарного состояния системы атмосферы и гидросферы, такие этапы геологической истории должны характеризоваться пониженными скоростями поступления в нее CO₂. На основе приведенных выше данных и предлагаемой модели их интерпретации можно заключить, что время максимального таксономического разнообразия и распространенности строматолитов характеризовалось относительно низкой насыщенностью морских вод карбонатами по сравнению с предыдущим и последующим этапами позднедокембрийской истории.

Образование карбонатных строматолитовых построек, вероятно, происходит не только путем механического улавливания и связывания осаждающихся карбонатных частиц, но и в значительной мере путем прямого осаждения карбонатов in situ в результате изменений геохимических особенностей среды, определяемых метаболизмом микроорганизмов-строматолитообразователей, в пределах микробиального мата или в пространстве непосредственно к нему примыкающему [12, 18 и др.]. Поэтому формирование строматолитов можно рассматривать как более эффективный способ накопления в осадках карбонатов по сравнению с прямым химическим осаждением из морской воды, поскольку реализация первого из этих процессов может происходить и в том случае, если для второго степень насыщенности морских вод окажется недостаточной. Если это так, то сокращение насыщенности морских вод карбонатами в позднем рифее должно было иметь следствием возрастание роли строматолитообразования в общем процессе накопления и карбонатов, увеличение разнообразия фациальных усповий формирования строматолитов и как следствие — увеличение их таксономического разнообразия. Последовавшее в поздневендское время возрастание названного параметра среды имело обратный эффект.

Рост таксономического разнообразия строматолитов на протяжении раннего протерозоя – первой половины рифея мог быть связан также и с эволюцией микроорганизмов, участвующих в их образовании. Действием этого фактора можно объяснить отмеченное Дж. Гротзингером [12] противоречие между высокой распространенностью и низким таксономическим разнообразием строматолитов в раннем протерозое. Согласно Дж.В. Шопфу [17], падение разнообразия строматолитов на протяжении позднего рифея – венда происходило на фоне сокращения таксономического разнообразия бентосных микроорганизмов. Впрочем, сравнение соответствующих кривых для более ранних этапов развития строматолитов и микрофоссилий [17, 19] позволяет говорить о том, что между систематическим разнообразием тех и других не было жесткой зависимости.

Циклические изменения на протяжении позднего докембрия геохимических особенностей среды, в числе которых были не только рассмотренные выше ее параметры, связанные с карбонатной системой, но и сопряженные с ними другие ее характеристики и в первую очередь содержание О₂ в атмосфере и гидросфере, не могли не оказать существенного влияния на ход зволюции сообществ организмов, занимавших самые различные экологические ниши.

Появление еще более эффективных по сравнению со строматолитами форм карбонатонакопления с участием скелетообразующих животных и растений [15], пищевая и биотурбационная деятельность метазоа [19], вероятно, также были важными факторами сокращения разнообразия и распространенности строматолитов в геологической истории. Роль этих факторов, по-видимому, проявилась существенно лишь в начале палеозоя.

Список литературы

- 1. Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
- 2. Виноградов А.П., Ронов А.Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений // Геохимия. 1956. № 6. С. 533-559.
- 3. Головенок В.К. Об аномально высоких содержаниях стронция в рифейских онколитовых известняках Патомского нагорья // Литология и полез. ископаемые, 1985. № 1. С. 122-127.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.
- 5. Сочава А.В. Квазъстационарная модель геохимического цикла и зволюция биосферы на рубеже докембрия и фанерозоя // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 6. С. 106-121.
- 6. Холленд Х. Химическая эволюция океанов и атмосферы. М.: Мир, 1989. 382 с.
- 7. Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978. 202 с.
- 8. Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Иванова Т.И. Геохимия стронция в карбонатных отложениях. Л.: Наука, 1980. 152 с.
- 9. Юдович Я.Э., Терешко В.В., Гареев Э.З., Опаренкова Л.И. Стронциевые геохимические горизонты в рифейских карбонатных отложениях востока Европейской платформы и севера Урала // Тр. Ин-та геологии КНЦ АН СССР. 1988. Вып. 67. С. 90-106.

- Awramik S.M. Precambrian columnar stromatolite diversity: reflection of metazoan appearance // Science. 1971. V. 174. P. 825-827.
- 11. Garrett P. Phanerozoic stromatolites; noncompetitive ecologic restriction by grazing and burrowing animals // Science, 1970. V. 169. P. 171-173.
- Grotzinger J.P. 1990. Geochemical model for Proterozoic stromatolite decline // Amer. J. Sci. 1990. V. 290-A.P. 80-103.
- 13. Knoll A.H., Swett K. Carbonate deposition during the Late Protecozoic area: an example from Spitsbergen // Amer. J. Sci. 1990. V. 290-A. P. 104-132.
- 14. Monty C.L.V. Precambrian background and Phanerozoic history of stromatolitic communities, an overview // Ann. Soc. Geol. Belg. 1973. V. 96. P. 585-624.
- 15. Pratt B.R. Stromatolite decline a reconsideration // Geology. 1982. V. 10. P. 512-515.
- Qin Zhengyoung, Yang Xiuen, Jiang Mingmei. Chemostratigraphic correlation of the Middle and Upper Proterozoic between the Yanshan and Shennongjia basins // Precambr. Res. 1985. V. 29. P. 77-91.
- Schopf J.W. Collapse of the Late Proterozoic ecosystem // S. Afr. J. Geol. 1991. V. 94. No. 1. P. 33-43.
- Semikhatov M.A., Gebelein C.D., Cloud P. et al. Stromatolite morphogenesis progress and problems // Canad. J. Earth Sci. 1979. V. 16. No. 5. P. 992-1015.
- Walter M.R., Heys G.R. Links between the rise of metazoa and the decline of stromatolites // Precambr. Res. 1985. V. 29. P. 149-174.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 23. III. 1992

УДК 550.81

© 1992 Друшиц В.А., Шлезингер А.Е.

СТРОЕНИЕ ПОДВОДНЫХ КОНУСОВ ВЫНОСА ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Попводные конусы выноса относятся ж категории тел осадочного чехла, которые образовались в результате латеральной седиментации, когда вертикальная составляющая была ничтожно мала и ею можно практически пренебречь. Помимо подводных конусов выноса в процессе латеральной седиментации создаются дельта и проградационные клиноформы. Тела дельт образуются исключительно в пределах шельфа, обычно в его внутренней части, и никогда не доходят до бровки континентального склона, при мощности, не выходящей за пределы первых десятков метров. Только вследствие тектонического прогибания мощность дельтового комплекса (суммирование отдельных дельт) может достигать многих сотен метров и первых километров. Дельты образуются благодаря речной струе воды. Проградационные клиноформы и конусы выноса распространены только за пределами бровки шельфа в пределах склона или сопряженных частей глубоководной котловины. Первые из них — продукт площадного рассеянного переноса осадочного материала. Напротив, подводные конусы выноса созданы направленным линейным переносом осадочного материала по подводному каньону или иным участкам дна шельфа. Поэтому подводный конус выноса, как правило, протягивается перпендикулярно к направлению склона. Проградационные клиноформы и подводные конусы выноса являются продуктами различного вида подводных потоков.

В нашей стране подводные конусы выноса сейсморазведкой в сочетании с бурением не изучены, и сейсмостратиграфические критерии по ним не выработаны. В то же время они представляют первоочередные объекты для поисков неструктурных ловушек углеводородов. Поэтому большой интерес вызывают новейшие разработки зарубежных исследователей, которые существенно продвинули познание их внутренного строения и установили объективные сейсмостратиграфические диагностические параметры. К ним прежде всего следует отнести работы [1-4, 7-14 и др.]. Их критический анализ положен в основу данного сообщения.

Подводные конусы выноса представляют скопление осадков, накопившихся за пределами бровки шельфа на относительном глубоководье в форме всеров или линз вдоль подножия склонов или на выраженных площадях днища котловины. Они образуются на различных глубинах, но чаще встречаются в начальном диапазоне батиали. Подводные конусы Выноса могут проникать далеко в глубь котловины на расстояние, превышающее 150 км от бровки шельфа. Однако большинство из них, по-видимому, располагается у подножия склона или в сопряженных участках глубоководной котловины. Они имеют морское (океаническое) или озерное происхождение. П.Р. Вейл [12] выделяет подводный конус выноса склона и дна котловины. Хотя объективнее, как это делают другие исследователи [8], разделять их на нижний (более древний) и верхний (более молодой) подводные конусы выноса'. Первый из них действительно всегда занимает более молодой) подводные конусы выноса'. Первый из них действительно всегда занимает более молодой) подводные конусы выноса'. Первый из них действительно всегда занимает более молистое положение, в то время как второй несколько сдвинут в сторону склона. Подводные конусы выноса могут быть связаны с крупными артериями рек, такими, как Миссисипи, причем каньоны располагаются чаще всего несколько в стороне от дельты на сопряженных участках шельфа или склона. В некоторых нефтегазоносных бассейнах подводные конусы выноса располагаются на значительном расстоянии от подножия склона.

Размеры подводных конусов выноса могут изменяться в широких пределах от небольших (не более 8-10 км), как, например, на Прикалифорнийской окраине, до гигантов (> 800 км), как, например, Бенгальский и Амазонский [5] подводные конусы выноса, мощность которых достигает 10-18 км. Последние всегда связаны с устьями крупных рек. Подводные конусы выноса довольно разнообразны по составу слагающих отложений и количеству содержащегося в них грубого материала. Размеры дренируемой площади и пути переноса являются важными факторами, формирующими состав пород, механические фации, их пористость и проницаемость. Последние параметры также зависят от процессов седиментации и диагенеза. Формирование подводных конусов выноса происходит в результате действия различных видов высокоплотностных потоков, среди которых имеют место флюксотурбидиты и зерновые потоки, переносящие разжиженный грубообломочный материал. Сейсмоили метатурбидиты образуют мощные пачки слоев, требующие мгновенного поступления огромного объема рыхлых осадков с грубыми фракциями. В общем виде более грубые осадки остаются в зонах действия потока, создающего каналы. Более тонкий материал формирует намывные валы и за их пределами аккумулируется на межканаловых пространствах, образуя лопасти подводного конуса выноса.

Как правило, подводные конусы выноса формируются при резком выполаживании уклонов дна обычно на участках подножия склона или сопряженных частей котловины. Они занимают пониженные или ровные участки дна. Следовательно, их подошва вогнутая или горизонтальная. Эвстатические падения уровня моря и низкое его стояние были благоприятным временем для образования подводных конусов выноса. Лишь активизация восходящих тектонических движений в области сноса может приводить к переносу огромного объема терригенного обломочного материала и формированию подводных конусов выноса при более высоком уровне моря.

Большинство подводных конусов выноса, выделяемых по сейсмическим данным, соответствует типичной системе: подводный каньон – каналы – лопасти. Она характеризуется линейным источником сноса. Сносимый осадочный материал начинает откладываться у устья каньона. Несколько каньонов могут создавать систему подводных конусов выноса вдоль подножия склона (Южно-Калифорнийский бассейн). Уменьшение размеров каньона не обязательно должно приводить к сокращению размеров связанного с ним подводного конуса выноса. Обнаружено много подводных конусов выноса, с которыми не сопряжены каньоны.

Каньоны формируются в результате наземной (при низком уровне моря) и подводной эрозии. Иногда они приурочиваются к ослабленным тектоническими процессами участкам склона и шельфа. Верховья каньонов продвигаются преимущественно из-за оползневых процессов. Подводные каньоны имеют V- и U-образные формы. Их поверхность срезает подстилающие отложения. В поперечном сечении заполняющие их отложения характеризуются обычно низкоамплитудными, но участками высокоамплитудными достаточно протяженными, реже прерывистыми отражениями (фиг. 1). Окончательное заполнение подводных каньонов происходит преимущественно глинистыми отложениями, образующими клиноформы, более молодыми, чем образования верхнего конуса. Каньоны являются поисковым критерием подводных конусов выноса.

В каналах в отличие от подводных каньонов происходят преимущественно аккумулятивные процессы. Они имеют большую ширину и меньший уклон. Каналы возникают у подножия склона и протягиваются в глубь глубоководной котловины. Они образуются вследствие действия линейных потоков, чаще всего гравитационных, и в большинстве случаев непосредственно сопряжены с устьями подводных каньонов. Намечаются два типа отложений, заполняющих подводные каналы (фиг. 2). Первый слагает положительную аккумулятивную форму, когда в потоке резко преобладает грубозернистый материал. Создается по существу седиментационный вал. При большом содержании в потоке тонкого материала образуется вто-



Фиг. 1. Сейсмические разрезы, иллюстрирующие строение подводного каньона и конуса выноса окраины Айвори Коаста [8]





1-3 - соответственно первая, вторая и третья лопасти; 4 - борт канала; 5 - грубозернистые отложения, заполняющие каналы; 6 - отложения, заполняющие верхнюю часть разреза канала. А - нижний конус выноса. В - верхний конус выноса

рой, более распространенный тип отложений канала. Он состоит из намывных валов, ограничивающих русло канала. Последующее осадконакопление уже идет в отрицательной аккумулятивной форме подводного рельефа. В верховьях каналы второго типа формируются благодаря частичному врезанию в подстилающие отложения и частичному намыву бортов при выполаживании потока. В средней части канала намыв приобретает основное значение, ширина его увеличивается, а днище уплощается. Параметры канала сильно варьируют, но в пределах наиболее крупных конусов ширина их может достигать нескольких сотен метров и даже первых километров, а высота намывных валов - многих десятков и первых сотен метров. При сокращении размеров конусов указанные параметры уменьшаются. В низовьях морфологическая выраженность канала ухудшается. Однако при высокой разрешаемой способности сейсморазведки они протягиваются до дистальных частей конуса, где занимают его значительную часть. Здесь каналы слагаются сериями проградирующих пачек песков и песчаников, состав которых грубеет вверх по разрезу. Средние и верхние части каналов содержат также песчаные слои, которые, напротив, испытывают утонение зернистости вверх по разрезу. Отмечается миграция каналов. Отложениям, заполняющим каналы, отвечают нерегулярные сейсмические отражения, часто осложненные дифрагированными волнами. Они сложены преимущественно песчаными отложениями, в то время как в сопряженных с ними валах распространены глинисто-алевритистые образования.

Основную часть подводного конуса выноса составляют лопасти (см. фиг. 2), представляющие собой осадочные тела, ограниченные протяженными отражающими горизонтами, которые приурочены к поверхностям несогласий. По восстанию подводного конуса выноса лопасть ограничивает подножие склона. По падению она постепенно переходит в одновозрастные маломощные отложения глубоководной котловины или упирается в положительные формы подводного палеорельефа. Лопасть подводного конуса выноса отражает один из эпизодов его формирования. Он происходит при несколько более высоком уровне моря, когда осадконакопление далеко выходит за пределы каналов и образует постепенно утоняющиеся шлейфы. Лопасти сложены главным образом тонким глинистым материалом.

В подводном конусе выноса обычно объективно можно наметить нижний (более древний) и верхний (более молодой) конусы (см. фиг. 1, 2). Первый из них обычно занимает внутренние зоны глубоководной котловины, но иногда устьевые участки каньона и подножия склона. Нижний конус подразделяется на внутреннюю часть и внешнее обрамление. Сейсмические фации нижнего конуса характеризуются холмистыми невыдержанными отражениями. Их наклоны превышают региональные наклоны подстилающих образований. Отражениями отличаются высокой амплитудой, причем наибольшее значение связано с кровельным отражением, приобретающим выдержанность. Верхняя поверхность нижнего конуса имеет выпуклую холмообразную форму. Однако вершины крупных подводных конусов выноса часто характеризуются плоской формой. Осевая зона нижнего конуса, разделяющая его лопасти, представлена, как правило, песчаными фациями, отвечающими каналам. Отсюда наблюдается расхождение отражений, которые приобретают вновь тенденцию к схождению.

Верхний конус занимает обычно подножие склона, иногда захватывая и среднюю часть каньона. Он по объему больше нижнего конуса. Его отличительные признаки — наличие одного или нескольких ярко выраженных каналов, слабо выраженных в подстилающих отложениях и обрамленных намывными валами. Активной зоной осадконакопления является средняя часть верхнего конуса. Верхний конус характеризуется расходящимися от центрального канала прерывистыми бугристыми, чаще низкоамплитудными отражениями, которые вновь сходятся к флангам. Его подошва вогнута.

Подводные конусы выноса представляют собой положительные формы палеорельефа бассейна. Вероятно, крутизна их склонов усиливалась из-за различной степени уплотнения отложений подводного конуса выноса, где существенно больше слабосжимаемого песчаного материала по сравнению с сопряженными площадями с преобладающим глинисто-алевритистым разрезом. Нижний конус, как правило, занимает незначительный возрастной интервал и практически не имеет возрастных эквивалентов в пределах шельфа и глубоководной котловины. Более молодой верхний конус характеризуется большим возрастным диапазоном. Отложения, захороняющие подводный конус выноса, прислонены к его кровле.

Список литературы

- 1. Конюхов А.И., Бурлин Ю.К., Чочив Г.Л. Строение и осадки мессинского глубоководного конуса выноса // Вестн. МГУ. Геология. 1991. № 6. С. 41-52.
- 2. Конюхов А.И., Иванов М.К., Кульницкий Л.М. Глубоководный конус выноса Дуная и фации слагающих его осадков // Вестн. МГУ. Геология. 1988. № 4. С. 28-39.

- 3. Николаев В.Г. Строение подводных конусов выноса на примере оз. Байкал // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 1. С. 14-20.
- 4. Coleman J.M., Prior D.B., Lindsay J.F. Deltaic influences on shelf-edge instability processes. The shelfbreak; critical interiase on continental margins // Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. and Mineral. 1983. No. 33. P. 121-137.
- 5. Damuth J.E., Kumar N. Amazon cone; morphology, sediments, age, and growth pattern // Bull. Geol. Soc. America. 1975. V. 86. P. 863-876.
- Damuth J.E., Normark W.R. Sedimentology of submarine fans // Sandstone depositional environments: AAPG, 1982. Memoir 31. P. 365-404.
- Hubbard R.J., Pape J., Roberts D.G. Depositional sequence mapping as a technique to establish tectonic and stratigraphic framework and evoluate hydrocarbon potential Seismic. Stratigraphy II // An Integrated Approach to Hydrocarbon, Exploration AAPG Memoir 39. Tulsa, Oklahome, USA, 1985. P. 79-93.
- Mitchum Jr.R. Seismic stratigraphic Expression of submarine Fans. Seismic Stratigraphy II // An Integrated Approach To Hydrocarbon, Exploration, AAPG Memoir 39. Tulsa, Oklahoma, USA, 1985. P. 117-136.
- 9. Olsen R.S., Riese W.C. Miocene marine fan offshore Gulf of Mexico // Atlas of Seismic Stratigraphy. V. 3. AAPG Studies in Geol. 1989. N 27. P. 39-44.
- 10. Sarg J.F., Skjold L.J. Stratigraphic traps in Paleocene sands in the Baider area, North Sea, The deliberate search for the subtle trap: AAPG. 1982. Memoir 32. P. 197-206.
- Shor A.N., Piper D.J.W., Clarke J.E.H., Mayer L.A. Giant flute-like scour and other crosional features formed by 1929 Grand Banks turbidity current // Sedimentology. 1990. V. 34. N 4. P. 631-645.
- 12. Vail P.R. Seismic stratigraphy interpretation procedure. Atlas of Seismic Stratigraphy. V. 1. AAPG Studies in Geol. 1987. N 27. P. 1-10.
- 13. Weimer P., Buffler R.T. Seismic definition of fan lobes, Mississippi fan, Gulf of Mexiko. Atlas of Seismic Stratigraphy. V. 3. AAPG Studies in Geol. 1989. N 27. P. 79-89.
- 14. Winkelman B.E., Riese B.K. Pleistocene fan, offshore Gulf of Mexico. Atlas of Seismic Stratigraphy. V. 3. 1989. P. 67-72.

Геочогический институт РАН, Москва Поступила в редакцию 26. III. 1992

УДК 552.54:551.75

© 1992 Сухи В.

МТОРМОВЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В СРЕДНЕМ ДЕВОНЕ БАРРАНДОВСКОГО ПАЛЕОЗОЯ (ПЕНТРАЛЬНАЯ ЧЕХИЯ)

В течение последних 10-i5 лет в седиментологической литературе появилось большое количество работ, касающихся штормовых сублиторальных крайне мелководных отложений (темпеститов). В 1975 г. Хармс и др. [10] показали, что текстура, чаще всего обозначаемая как бугорчатая косая слоистость, весьма характерна для мелководья, подвергавшегося воздействию мощных осцилляционных потоков, сопровождающих штормовое волнение. Несколько позднее сформировалась концепция «соперничества штормов и хорошей погоды» [7], благодаря которой стала возможной принципиально новая интерпретация многих осадочных разрезов. В результате лавинообразно появились работы, описывающие разные примеры древних и современных штормовых отложений и период 1975–1985 гг. стали обозначать **Десятилетием темпеститов**>13]. Подавляющее большинство известных на сегодня темпеститов развито в силикластических отложениях. Известковые темпеститы найдены только в единичных случаях [1, 2, 5, 8, 11], и их изученность еще относительно низкая. В последнее время удалось идентифицировать известковые темпеститы и в девонских известник.

Разрез палеозойских отложений в районе Баррандовского палеозоя содержит ряд карбонатных пачек, отлагавшихся в относительно мелководных условиях, которые наиболее широко развиты в нижнем и среднем девоне. Это крайне мелководные фации, связанные с периодически осушавшейся рифовой обстановкой и с непосредственно примыкающей к



Фиг. 1. Схема района исследования и главные направления палеотоков в штормовых отложениях

1 — область распространения хотечских известняков; 2 — положение типичных разрезов хотечских известняков (см. фиг. 2); 3 — направления палеотоков, установленные по следам течения или их слепкам (а), наклонам интракластов (б) и следам выпахивания или их слепкам (в)



Фиг. 2. Латеральные изменения разрезов темпеститов в хотечских известняках (положение разрезов см. на фиг. 1)

1 — грубозернистые биодетритовые известняки с положительной градацией;
2 — микритовые интракласты в зернистых известняках;
3 — крупные обломки фауны;
4-6 — слоистость (4 — градационная, 5 — тонкая параллельная, 6 — бугорчатая косая);
7 — известковистые глины;
8 — биотурбированные микритовые известняки

ней зоной небольших глубин вблизи базиса штормового воздействия волн. Наиболее изученным примером подобных отложений являются хотечские известняки среднего девона.

Подстилаются хотечские известняки красными нодулярными тжеботовскими известняками и вверх по разрезу резко переходят в флишеобразные силикластические алевропелиты (сербские сланцы), которыми завершается разрез Баррандовского палеозоя. Хотечские известняки обнажаются в центральной части Баррандовского палеозоя (фиг. 1) в ряде естественных обнажений и карьеров. Они представляют собой реликт когда-то гораздо более широко развитых отложений обширного карбонатного шельфа. Это 30-60-метровая карбонатная пачка, состоящая в типичной форме из циклического чередования двух типов карбонатных пород — зернистых плитчатых известняков и микритовых известняков, часто комковатых [3]. Основание циклита — зернистый слой сложен разнообразным детритом (обломки кораллов, криноидей, брахиопод, трилобитов и др.), как правило, хорошей сортировки и небольшой степени окатанности. Слои зернистых известняков имеют разнообразные и характерные текстуры.

Над эродированной кровлей подстилающего пласта микрозернистого известняка залегают грубозернистые известняки с четкой положительной градацией и с интракластами микритового субстрата, нередко с направленной ориентацией интракластов (имбрикацией); подошва их часто несет немногочисленные слепки ударов и знаков течения, почти параллельных друг другу, но ориентированных в противоположные стороны. Вверх по разрезу они сменяются сначала известняками с тонкой параллельной слоистостью, которая плавно переходит в косую бугорчатую слоистость. В отдельных пластах намечается также и серия более мелких слойков с градационным изменением зернистости по разрезу каждого из них (градационные ламиниты). Циклит, зернистость которого вверх по разрезу уменьшается, завершается либо небольшой волновой рябью, либо, что более часто, слоем известкового темного пелита и пелитоморфного известняка. В нем иногда намечается тонкая правильная горизонтальная слоистость, чаще уничтоженная интенсивной биотурбацией.

Описанные полные циклиты достигают в типичной форме мощности около 40-60 см, однако в обнажениях встречаются редко; гораздо чаще попадаются редуцированные наборы таких последовательностей, в которых один или ряд членов из "идеальной схемы" выпадает. Описанный набор текстур и их последовательность в разрезе указывают на то, что отложение циклов происходило очень быстро, в течение единого осадочного события, скорее всего шторма. По аналогии с хорошо известной турбидитной последовательностью Боума можно считать, что циклиты формировались в результате постепенного выпадения в осадок содержания мутьевого облака. Однако наряду с этим в отличие от текстур, характеризующих турбидиты, в изучаемой последовательности есть знаки, свидетельствующие о влиянии и интенсивного однонаправленного потока (имбрикация интракластов и латеральные переходы в слоях), и волновых осцилляционных течений (рябь волнения, противоположно направленные слепки ударов и течения), что и характерно для штормовых отложений [2]. Как результат взаимного сочетания обоих типов течений следует рассматривать и косую бугорчатую слоистость [4, 5]. При этом, видимо, в начальные моменты шторма происходили осцилляционные движения, ведущие к формированию указанных выше слепков течений и ударов, в собственно штормовые периоды преобладали однонаправленные течения (имбрикация интракластов) и при завершении шторма — вновь осцилляционные, образующие рябь волнения. При этом отмечается отчетливое быстрое возрастание гидродинамики среды, а затем ее постепенное уменьшение. Покрывающий слой известковых глин и пелитоморфных известняков соответствует периоду "хорошей погоды", когда шло спокойное накопление микрозернистого и пелитового материала, часто с тонкой правильной слоистостью ниже базиса воздействия обычных по энергии волн. Мобилизация биодетрита, слагающего слои штормового зернистого известняка, происходила, по-видимому, на значительном мелководье, по крайней мере отчасти в рифовой среде, однако сам процесс осаждения имел место в более глубоких спокойных участках бассейна ниже базиса штормового волнения, куда материал в форме мутьевого облака заносился придонным противотечением (return bottom flow [7]). Глубина осаждения оценивается разными авторами по-разному, но в среднем она, видимо, колеблется в пределах 15-30 м [4, 9]. В пользу такого механизма отложения свидетельствуют в хотечских известняках и результаты замеров имбрикаций интракластов и ориентации следов течения и выпахивания (см. фиг. 1). Наклон интракластов носит четко выраженную ориентировку с юго-запада на северо-восток, что хорошо совпадает с направлением сноса в более глубокие участки бассейна. Весьма вероятно, что своим происхождением имбрикация обязана придонному противотечению, действующему во время шторма. В отличие от этого ориентировка мелких промоин и их слепков на нижних поверхностях штормовых пластов вместе со следами течения указывают в целом другое направление, практически перпендикулярное к предыдущему. Это обстоятельство объяснить труднее. Т. Айгнер [2], отметивший аналогичную картину палеотоков в темпеститах Мушелькалька (триас) ФРГ, считает, что полобное направление может отвечать сложному придонному течению, которое во время шторма действует в сочетании с придонным стоком от побережья в более глубокие участки бассейна.

Относительно хорошая обнаженность хотечских известняков позволила изучать латеральные переходы в темпеститовых слоях. Особенно интересным оказалось изучение переходов в направлении с юго-запада на северо-восток по линии длиной около 25 км (см. фиг. 1 и 2), по ходу которой обнажаются все более глубоководные фации. В самых юго-западных участках района развиты проксимальные фации, характеризующиеся значительной грубозернистостью, частым срезанием и сливанием зернистых слоев (амальгамация) и практически отсутствием мелкозернистых верхних членов "идеальной" темпеститовой последовательности и микритовых прослоев периодов «хорошей погоды». Полные «идеальные» циклиты и правильное чередование зернистых и микритовых слоев развиты наиболее часто в центральных частях района, тогда как их дистальные, относительно глубоководные эквиваленты на северо-востоке представлены тонкими (3-10 см) слойками средне- и мелкозернистых известняков с тонкой волнистой слоистостью. В этих разрезах приобретают все большее значение сильно биотурбированные пласты микритовых известняков и известковых пелитов, доля которых в разрезе по мере продвижения на северо-восток растет, тогда как мощность зернистых штормовых пластов падает (см. фиг. 2).

Таким образом, карбонатный детритовый материал мобилизировался штормами на мелководье на юго-западе баррандовского девона и сносился придонными течениями в более глубокие участки на северо-востоке, где происходило осаждение в форме зернистых штормовых пластов. При этом осаждающийся материал находился под влиянием сложных течений как направленных собственно штормовых, так и волновых, действующих параллельно предполагаемому побережью. Настоящая интерпретация хотечских известняков хорошо согласуется с глобальной палеогеографической картиной девона [12]. В это время Баррандовский палеозой располагался вместе с Чешским массивом на северном обрамлении медленно движущейся к экватору Гондваны. Этот регион, вероятно, подвергался интенсивному воздействию мощных зимних штормов и сильных ураганов, возникающих в открытом море на север от суперконтинента.

Список литературы

- Aigner T. Schill tempestite im oberen Muschelkalk (Trias, SW Dertschland) // N.J.F.Geol. u.Paläont. 1979. Abh. Bd 157. P. 326-343.
- Aigner T. Storm depositional systems. Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow marine sequences // Lecture Notes in Earth Sciences 3. Heidelberg; Tokyo; Berlin: Springer Verlag. 1985. 174 P.
- Chlupáč I. Faciální vývoj a biostratigrafie břidlic dalejských a vápencu hlubočepských (etfel) ve středočeském devonu // Sbor. Uctř. úst. geol. V. 25. Odd.Geol. 1959. P. 445-511.
- 4. Dott R.H., Bourgeois J. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences // Bull. Geol. Soc. America. 1982. V. 93. P. 663-680.
- Duke W.L. Hummocky cross stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms // Sedimentology. 1985. V. 32. P. 167-194.
- 6. Fculkner T.J. The shipway limestone of Gower: sedimentation on a storm-dominated early Carboniferous Ramp // Geol. J. 1988. V. 23. P. 85-100.
- Hamblin A.F., Walker R.C. Storm dominated shallow marine deposits: the Fernie Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains // Canad. J. Earth Sci. 1979. V. 16. P. 1673-1690.
- Handford C.R. Facies and bedding sequences in shelf storm deposited carbonates Fayetteville shale and Pitkin limestone (Mississippian). Arkansas // J. Sediment. Petrol. 1986. V. 56. P. 123-137.
- 9. Harms J.C. Primary sedimentary structures // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1979. V. 7. P. 227-248.
- Harms J.C., Southard J.B., Spearing D.R., Walker R.G. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences // Soc. Ecom. Paleont. Mineral. 1975. Short Course No.2. 161 P.
- Kreiso R.D. Storm generated sedimentary structures in subtidal marine facies with example from the middle and upper Ordovician of south-western Virginia // J. Sediment. Petrol. 1981. V. 51. P. 823-848.
- 12. Marsaglia K.M., Klein G.deV. The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems // J. Geol. 1983. V. 91. P. 117-142.
- Walker F.G. Shelf and shallow marine sands // Facies Models. Geosci. Canad. Reprint Ser. 1. 1934. P. 141-170.

Карлов университет, Прага, Чехо-Словакия Поступила в редакцию 21. Х. 1991

ХРОНИКА

УДК 550.4:550.3

Холодов В.Н., Машковцев Г.А., Недумов Р.И.

Международное совещание «Геохимия экзогенно-эпигенетического и гидротермально-осадочного рудообразования памяти Е.М. Ммарновича»

22-24 января 1992 г. во Всесоюзном институте минерального сырья (ВИМС) было проведено Международное совещание, посвященное проблемам геохимии эпигенетического рудообразования. Совещание было организовано Междуведомственным литологическим комитетом в содружестве с Научным советом по рудообразованию РАН.

В совещании приняли участие около 80 геологов, представляющих науку России, Таджикистана, Казахстана, Туркмении, Грузии, Украины и других стран СНГ. Совещание открыл вице-президент РАН академик Н.П. Лаверов, который подчеркнул, что заседания посвящены памяти Е.М. Шмариовича — зам. директора ВИМСа, зам. председателя секции редких и цветных металлов МЛК, выдающегося ученого-рудника. Научная деятельность, главные теоретические и практические достижения Е.М. Шмариовича были связаны с изучением и прогнозированием эпигенетических урановых полиэлементных месторождений. Это актуальное геологическое направление представляет собой сложную совокупность литологии, минералогии, геохимии, гидрогеологии и других разделов знания.

В докладе Г.А. Машковцева и др. (ВИМС) были рассмотрены те проблемы уранового и редкометального рудогенеза, которые находились в сфере интересов Е.М. Шмариовича. Подчеркнуто, что Е. М. Шмариович внес крупный вклад в познание геохимии эпигенетических процессов.

В докладе В.Н. Холодова (ГИН РАН) были рассмотрены проблемы фазовой дифференциации вещества и охарактеризованы те рудообразующие системы, которые формируются в зоне осадкообразования и диагенеза осадков.

В сообщении А.К. Лисицина (ИГЕМ РАН) была рассмотрена гидрогеохимическая модель инфильтрационной рудообразующей системы и показаны те гидрохимические и физикохимические аспекты, которые связаны с эпигенетическим рудообразованием.

Второй доклад В.Н. Холодова был посвящен рассмотрению механизмов элизионных процессов. Рассмотрены вторичные преобразования глинистых толщ при погружении на большие глубины и разобрана динамика элизионного рудообразования и формирования залежей нефти.

В докладе Г.В. Грущевого, И.С. Оношко (ВСЕГЕИ) на большом фактическом материале были рассмотрены условия формирования месторождений окислительной и восстановительной зональности и охарактеризованы комплексы элементов-примесей, накапливающихся в этих обстановках.

В дальнейшем на совещании было заслушано свыше двадцати докладов. Большая группа докладов была посвящена закономерностям размещения и условиям образования урановых месторождений. В них рассматривалась рудная специализация бассейнов отдельных районов, модели концентрации урана и микроэлементов на геохимических барьерах, роль микробиологических процессов в концентрации урана на геохимических барьерах, значение битумов в накоплении рудного вещества.

Большое внимание было уделено проблеме формирования стратиформных полиметаллических месторождений и связанных с ними элементов примесей. Обсуждались проблемы металлогении стратиформного оруденения, связи рудообразующих процессов с гравитационнорассольным катагенезом и относительное значение инфильтрационных и элизионных процессов в формировании стратиформного оруденения. Особое внимание было уделено проблемам редкометального россыпеобразования, ореолам рассеяния россыпных месторождений и эпигенетическим преобразованиям рудных компонентов в россыпях. Большой интерес вызвали доклады, посвященные геохимии и минерагении серы в различных геологических условиях осадочно-породных бассейнов, а также обсуждение новой геохимической модели формирования железомарганцевых месторождений.

Большинство докладов были выполнены на высоком теоретическом уровне и, судя по обсуждению, вызвали интерес среди участников. До совещания были опубликованы тезисы докладов; труды конференции предполагается опубликовать в виде сборника или серии статей в журналах «Литология и полезные ископаемые» и «Геология рудных месторождений».

Геологический институт РАН, Москва Поступила в редакцию 26. VIIL.92



ПАМЯТИ ЛЕОНИДА ВАСИЛЬЕВИЧА ПУСТОВАЛОВА

8 августа 1992 г. исполнилось 90 лет со дня рождения члена-корреспондента АН СССР, профессора Леонида Васильевича Пустовалова — выдающегося литолога, педагога и организатора науки.

Л.В. Пустоваловым опубликовано свыше 150 научных работ по вопросам литологии, нефтяной геологии и осадочных полезных ископаемых, широко известных как в СССР, так и за рубежом.

Одной из первых капитальных работ Л.В. Пустовалова явилась монография ≪Генезис липецких и тульских железных руд», вышедшая в свет в 1933 г.; в ней освещались многие проблемы осадочного рудообразования, нашедшие развитие в последующих работах.

Крупной научной вехой является статья об осадочных геохимических фациях (1933). В этой статье впервые была показана связь между определенными типоморфными минералами осадочных пород и той средой, в которой они формировались. При этом предлагалось и решение обратной задачи — по комплексу сингенетичных минералов или соединений восстанавливать условия осадкообразования, что имеет большое значение при поисках полезных ископаемых, связанных с осадочными породами.

Академик А.Е. Ферсман очень высоко оценил геохимические разработки Л.В. Пустовалова, а характеристику осадочных геохимических фаций целиком включил в т. 11 своей «Геохимии». По поводу понятия о зонах геохимического противоречия А.Е. Ферсман отмечал следующее: «... поскольку процессы гипергенеза в своей основе связаны с границами трех сред – атмосферы, гидросферы и литосферы и к их действию, разнородному и непостоянному, присоединяется еще роль биохимических факторов, можно было бы идеи Пустовалова еще шире развить и назвать вообще во всей своей совокупности зону гипергенеза зоной геохимических противоречий».

Широкой известностью пользуется двухтомная монография Л.В. Пустовалова «Петрография осадочных пород» (1940), удостоенная Государственной премии СССР. Эта работа, названная автором учебным пособием, была столь новаторской и содержала столько оригинальных научных предложений и разработок, что привлекла к себе внимание научных работников самых различных специальностей. Многие положения книги вызвали оживленную дискуссию, были признаны спорными, но сама постановка ряда новых проблем повлекла их дальнейшую детальную разработку. К числу важнейших проблем, поднятых в этой книге, относятся положения об осадочной дифференциации вещества, об эволюции и периодичности минерального осадкообразования, о физико-химической сущности процессов диагенеза и эпигенеза, о физико-химической наследственности, о применимости принципа актуализма при расшифровке условий образования пород в различные геологические эпохи.

В книге впервые детально были рассмотрены различные стадии или этапы формирования осадочных пород от накопления осадка до метаморфизма в глубоких горизонтах стратисферы. В частности, обращалось внимание на те преобразования, которые происходят в течение стадий диагенеза и эпигенеза, раскрывалось разнообразие физико-химических процессов, протекающих в породах.

Позднее эти идеи нашли свое развитие в сборнике «О вторичных изменениях осадочных пород» (1956), где на основе анализа энергетики осадочного процесса были рассмотрены многообразные минеральные новообразования в осадочных толщах и охарактеризованы процессы миграции и концентрации различных элементов под действием подземных вод. Эти представления Л.В. Пустовалова оказали огромное влияние на последующие исследования литологов-нефтяников при прогнозировании коллекторских свойств осадочных пород на больших глубинах.

В послевоенное время Леонид Васильевич возглавлял исследования, направленные на выяснение условий формирования осадочных полезных ископаемых; эту работу он проводил, будучи заведующим отделом петрографии осадочных пород ИГН АН СССР, научным руководителем ряда экспедиций СОПСа, а с 1961 г. — Лабораторией осадочных полезных ископаемых (ЛОПИ) АН СССР.

На основе большого фактического материала все яснее вырисовывалось огромное значение осадочного рудогенеза в общем балансе минерально-сырьевых ресурсов страны. Именно эти проблемы и были рассмотрены в ряде статей Леонида Васильевича и в серии коллективных монографий, объединенных общим названием ≪Металлы в осадочных толщах≫ (1964-1966).

В этих работах на основе новейших достижений геохимии была предложена классификация осадочных полезных ископаемых, освещены закономерности их формирования и размещения, что является научной базой для поисков и разведки их месторождений.

Леонид Васильевич Пустовалов был талантливейшим лектором и педагогом. Начиная с 1932 г. он читал краткие курсы или отдельные разделы минералогии и кристаллографии в Московском университете, Московском геолого-разведочном институте, Московской Горной академии, Московском геолого-разведочном институте. В период с 1932 по 1940 г. он заведовал кафедрой минералогии и кристаллографии в Московском институте стали. В 1934 г. Леонид Васильевич был приглашен И.М. Губкиным в Московский нефтяной институт, где возглавил кафедру минералогии и кристаллографии. В том же году эта кафедра была реорганизована и получила новое название – Петрографии осадочных пород.

Леонидом Васильевичем были разработаны программы ряда новых специальных курсов, разделы учебных планов; на кафедре проводилась подготовка дипломников, аспирантов, докторантов и осуществлялось исследование строения нефтегазоносных провинций. В числе его учеников — многие известные литологи, нефтяники и геохимики, уже создавшие свои научные школы.

Организованная в 1961 г. Л.В. Пустоваловым Лаборатория осадочных полезных ископаемых по сути дела являлась первым в нашей стране научным центром по изучению осадочного минерального сырья; впоследствии она послужила ядром при создании Института литосферы (ИЛС РАН).

Леонид Васильевич Пустовалов являлся крупным ученым-организатором; в течение ряда лет он занимал должность заместителя директора МНИ им. И.М. Губкина и зам. председателя СОПС а АН СССР, был избран членом Совета Международной ассоциации по седиментологии, руководил делегациями советских геологов на Международных геологических конгрессах и других международных форумах.

В начале 50-х годов Л.В. Пустовалов возглавил Оргкомитет по созыву Первого Всесоюзного льтологического совещания. Совещание скоординировало работу стдельных литологических ячеек и наметило важнейшие направления дальнейших исследований. Именно в результате этого совещания была создана Комиссия по осадочным породам при Отделении наук о Земле АН СССР (впоследствии — Междуведомственный литологический комитет) и научный журнал ≪Литология и полезные ископаемые»; литология заявила себя как самостоятельное направление геологической науки. Леонид Васильевич рано ушел из жизни, но сделанное им надолго сохранится в памяти его сотрудников, учеников и новых поколений литологов.

٠

Редколлегия журнала ≪Литология и полезные ископаемые≫ Междуведомственный литологический комитет РАН

Государственная Академия нефти и газа им. И.М. Губкина Институт литосферы РАН



ГРИГОРИЙ ФЕДОРОВИЧ КРАШЕНИННИКОВ

29 марта 1992 г. на 83-м году жизни скончался известный ученый-литолог, многие годы плодотворно проработавший в редколлегии нашего журнала, Заслуженный деятель науки РСФСР, профессор кафедры литологии и морской геологии Московского государственного университета Григорий Федорович Крашенинников. Он внес заметный вклад в развитие науки об осадочных горных породах, которому он посвятил всю свою деятельность.

Г.Ф. Крашенинников родился 18 ноября 1909 г. в Москве, в потомственной интеллигентной семье: его отец был биологом, профессором Московского университета, а мать училась музыке у П.И. Чайковского. После окончания в 1931 г. Московского геологоразведочного института Г.Ф. Крашенинников стал работать геологом, начальником поисковой партии вначале в Забайкалье, затем на Урале. В дальнейшем ему удалось осуществить многочисленные исследования в самых разных регионах страны: Донбассе, Кузбассе, Казахстане, Средней Азии, Кавказе, Восточной Сибири и Якутии. И всегда, даже на склоне лет, он не упускал возможностей выезжать на полевые работы, черпая в них новые импульсы для теоретических разработок.

Главные научные интересы Г.Ф. Крашенинникова изначально были обращены к формационным исследованиям угленосных отложений. Еще в первые годы Великой Отечественной войны он успешно осуществил фациально-палеогеографический анализ применительно к научно аргументированным прогнозам разведки углей в Челябинском бассейне, что тогда было особенно важно для обеспечения топливом оборонной промышленности. Эти работы легли в основу успешно защищенной кандидатской диссертации (1942 г.). А уже через 12 лет его докторская диссертация была посвящена раскрытию закономерностей локализации и условий накопления угленосных формаций на территории всего Советского Союза.

Развивая генетическое направление в литологических исследованиях, Г.Ф. Крашенинников не ограничивался только угленосными, но проявлял большой интерес к самым разнообразным осадочным формациям континентальных и океанских бассейнов. Особенное научное пристрастие он проявлял к комплексам древних рифогенных образований и связанным с ними полезным ископаемым.

Очень много внимания Г.Ф. Крашенинников уделял проблемам методики и методологии литолого-палеогеографических исследований. Это направление его деятельности начало особенно активно развиваться в период 42-летней педагогической работы. В 1949 г. Г.Ф. Крашенинников перешел на работу в МГУ, а в 1956 г. был избран профессором, он организовал и возглавил лабораторию литологии при кафедре исторической и региональной геологии (с декабря 1983 г. эта лаборатория была включена в состав новой кафедры — литологии и морской геологии, став ее центральным подразделением). Здесь же Г.Ф. Крашенинников впервые внедрил в учебный процесс два фундаментальных курса: «Литология» и «Учение о фациях с основами литологии», которые были прочитаны студентам 42 выпусков геологического и географического факультетов. На базе созданной Г.Ф. Крашенинниковым лаборатории было защищено 32 кандидатских и 2 докторских работы. Среди его учеников были аспиранты и докторанты из многих стран (в том числе Австралии, Болгарии, Германии, Индии и др.)

Идеи и исследования Г.Ф. Крашенинникова обеспечили ему высокий авторитет и ведущую позицию в отечественной науке. Его по праву можно считать продолжателем лучших традиций школы Московского университета. Он достойно представлял российскую науку на всесоюзных и международных форумах, был участником пяти международных геологических конгрессов: в Мексике (1956 г.), Индии (1964 г.), Канаде (1972 г.), Австралии (1976 г.), СССР (1984 г.).

Чрезвычайно много сил и душевной теплоты Г.Ф. Крашенинников уделял Московскому обществу испытателей природы, являясь бессменным председателем секции осадочных пород. Работа секции под его руководством отличалась исключительной доброжелательностью к докладчикам и конструктивностью в обсуждениях актуальных вопросов литологии.

Г.Ф. Крашенинников был глубоко интеллигентным человеком, с чрезвычайно разносторонним спектром интересов. Он не замыкался только лишь на научно-педагогической деятельности, но часто посещал консерваторию, любя и ценя классическую музыку; отличался глубоким знан::Эм классической литературы и искусств; чрезвычайно любил природу и почти все время своих отпусков отдавал туристическим походам и путешествиям. Находясь в полевых условиях, он никогда не гнушался необходимой бытовой физической работой, не видя в ней ничего ≪унизительного≫ и ≪предосудительного». Этим он снискал себе глубокое уважение у геологов, студентов, рабочих геологических партий и местных жителей повсемество, где только ему приходилось бывать.

Светлая память о Г.Ф. Крашенинникове навсегда останется у его учеников, коллег и последователей.

Редколлегия журнала ≪Литология и полезные ископаемые≫ Межведомственный литологический комитет РАН Московский государственный университет



ВЛАДИСЛАВ АНДРЕЕВИЧ ТЕНЯКОВ

Российская наука понесла тяжелую утрату. 6 мая 1992 г. на 58-м году жизни скоропостижно скончался ведущий научный сотрудник отдела алюминиевого сырья ВИМСа, доктор геолого-минералогических наук Владислав Андреевич Теняков.

С именем В.А. Тенякова связаны большие достижения в осадочной геологии древнейших эпох истории Земли, в расшифровке природы нефтегазоносности фанерозоя. Он много лет был членом редколлегии журнала «Литология и полезные ископаемые», а также входил в состав Междуведомственного литологического комитета. Его работы в области геохимии бокситов и латеритов снискали ему известность не только у нас, но и за рубежом.

В.А. Теняков окончил МГУ в 1957 г. и до 1962 г. работал на производстве, где внес большой вклад в изучение бокситов Центрального Казахстана. С 1962 по 1964 г. он аспирант ГЕОХИ АН СССР. Его научное мировозэрение формировалось под влиянием таких всемирно известных ученых, как А.П. Виноградов, Н.М. Страхов, В.В. Щербина.

В 1967 г. В.А. Теняков защитил кандидатскую диссертацию на тему «Основные черты геохимии галлия в процессе латеритизации бокситообразования», где рассмотрел поведение этого очень важного в практическом плане элемента в бокситах.

В ВИМСе В.А. Теняков работал с 1964 г. С. 1967 по 1986 г. он возглавлял отдел бокситов. Этот период совпал с расцветом его научной деятельности. Среди многих разрабатывавшихся им проблем главные достижения связаны с созданием генетической классификации месторождений бокситов и современной геохимической модели образования их вещества. Много внимания он уделял вопросам познания экзогенных процессов в докембрии и фанерозое, эволюции органического вещества в геологической истории Земли.

В 1980 г. Владислав Андреевич защитил докторскую диссертацию на тему «Генетические основы прогнозирования месторождений бокситов», где наряду с решением генетических и геохимических проблем бокситообразования сформулированы критерии прогнозирования новых для территории СССР перспективных типов бокситовых месторождений.

В.А. Теняков детально изучил геологию и условия формирования многих месторождений бокситов СССР и как эксперт неоднократно привлекался к оценке бокситовых объектов во многих странах мира. Его лекции о геологических особенностях малоизвестных в нашей стране зарубежных месторождениях всегда собирали большую аудиторию и вызывали истинный интерес исследователей. Владиславом Андреевичем опубликовано более 200 научных трудов (отчетов, статей, монографий). Он неоднократно выступал с докладами на международных семинарах и симпозиумах.

В.А. Теняков уделял большое внимание становлению и воспитанию молодых ученых и вырастил целую плеяду специалистов-бокситчиков.

Владислав Андреевич ушел из жизни в расцвете творческих сил, не успев осуществить многие научные планы и разработки. Память об этом удивительном человеке навсегда сохранится в сердцах его сотрудников и товарищей. Мы вместе с его близкими скорбим о безвременной утрате.

۰.

Рекдоллегия журнала ≪Литология и полезные ископаемые≫ Междуведомственный литологический комитет РАН

Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6, 1992

.

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 1992 ГОД

Авдонин В.В. Гидротермально-осадочные породы колчеданно-полиметаллических	
месторождений Рудного Алтая	6
Адмакин Л.А. Типы тонштейнов в угольных пластах Минусинского бассейна	2
Байков А.А., Седлецкий В.И. О скорости роста соляных структур	3
Богданов Ю.В., Берлянд-Кожевников П.В. Хромистые песчаные отложения покембрия	
Угуйского грабена	2
	3
	Ū
Варсамашвала Э.В. Седиментологические особенности и генетические гипы флишевых	A
отложении раннемелового овссеина южного склона Большого Кавказа	7
Вотинцев К.К. Кремний в Байкале (содержание, распределение, баланс и биохемолим-	
нические миграции)	4
Гаврилов Ю.О. Некоторые аспекты формирования гравититов в зоне северного склона	
юрского бассейна Большого Кавказа	1
Гаврилов Ю.О. К геохимии терригенных отложений в связи с эвстатическими коле-	
баниями уровня моря (нижняя и средняя юра, Северный Кавказ)	2
Гаврилов Ю.О., Соколова А.Л., Ципурский С.И. Терригенные отложения Центрального	
Кавказа в различных обстановках постлиагенетических преобразований (нижняя	
и срепняя юла)	6
Галева Э.З. Мисала А.В. Основные петрохимические особенности и условия обра-	
	3
зования аркозовых комплексов рифея и веда южного / раза	Ŭ
терианович Д.В. потоки осадочного материала и современная седиментация на шель-	4
фе Африки	0
Глушанкова Н.И., Агаожанян А.К. Палеогеография плеистоцена внеледниковои зоны	•
Среднерусской возвышенности	3
Глыбовский В.О., Сюсюра Б.Б. О генезисе продуктивных отложений месторождения	
медистых песчаников Жаман-Айбат (Центральный Казахстан)	4
Горшков А.И., Дриц В.А., Дубинина Г.А., Богданова О.Ю., Сивцов А.В. Кристалло-	
химическая природа, минералогия и генезис Fe-Fe — Мп - образований гидротер-	
мального поля горы Франклин	- 4
Горшков А.И., Дриц В.А., Путилина В.С., Покровская Е.В., Сивцов А.В. Природные	
и синтетические бёрнесситы	6
Гулиев И.С., Клянко Н.В., Мамедова С.А., Сулейманова С.Ф. Нефтегазопропунирую-	
шие и коллекторские свойства отпожений Южно-Каспийской впалины	2
FUNDING FOR PORCE CULTURE OF THE CONTRACT OF THE CONTRACT. THE CONTRACT OF THE	_
A_{A}	
	1
<i>деркачев А.Н., Николаева Н.А.</i> минералогические провинции осадков раиона остров-	
нои дуги Нансей (Рюкю) и ее обрамления	2
Дубинин А.В., Волков И.И. Геохимия донных осадков Восточно-Тихоокеанского под-	
нятия: общая характеристика металлоносности	6
Емельянов Е.М. Медь, никель и кобальт в донных осадках Атлантического океана	5
Зверев В.П., Кононов В.И., Воробьев С.А., Зотов А.В., Лаврушин В.Ю., Карташо-	
ва Л.Ф., Прилуцкая Т.А. Гидрогеохимическая среда современной седиментации	
и начального диагенеза в районе Центральноамериканского желоба и впадине Пес-	
Кадеро	3
Каледа К.Г., Липаева А.В. Кластические пайки и трубообразные тела ожелезненных	
песчаников Северного Приаралья	4
Kondnarbean MA Enforman II Herrenan MR Port Doctovally Doctors B Doch	
Пазовании превнего инфильтрационного уранового месторож процессов в пресо-	1
Коноход А. И. Пония Г. П. Гомолениет, на влубоковолити велосот Истического на	•
лополов А.М., зочия 1.Л. I омогениты из глуооководных депрессии Ионического мо-	A
ря, их состав и условия образования	+

Кузнецов А.П. Терригенная минералогия пород фанерозоя бассейна Курской магнит-	•
ной аномалии	2
Куприн П.Н., Лукша В.Л., Семенов В.О. Строение разреза и литология плиоцен-четвер- тичных отложений Мангышлакского порога в Каспийском море	5
Липаева А.В., Каледа К.Г. Трубообразные и полосчатые текстуры высокожелезистых пород	1
Лыточкин В.Н., Ненахов В.М., Перфильев А.С., Кузнецов Л.В. Позднепалеозойские	3
Мазаева Г.Н., Овезбердыев Г.К. Условия формирования келловей-оксфордских от-	ŗ
ложении Восточного Туркменистана Макарьев Л.Б., Розинова Е.Л., Кузнецова Л.Г., Дубик О.Ю., Белевкин Е.С., Давыден- ко Г.И. Предрифейская кора выветривания Чарского поднятия (запад Алданского	5
щита) Меньшиков В.В. Элементы-примеси в пиритах на инфильтрационных месторождениях	4
урана Букинайского рудного поля (Центральные Кызылкумы) Осовецкий Б.М. Дифференциация зерен минерального вида по плотности в аллювиаль-	3
ных осадках	1
вания цеолитолитов Монголии Платонов Е.Г., Повышева Л.Г., Устрицкий В.И. О генезисе карбонатных марганцевых	2
руд Пай-Хойско-Новоземельского региона	4
нижнепротерозойских карбонатных отложений Украинского и Балтийского щитов по данным изотопных исследований	5
Сафронов В.Т. О содержаниях молибдена в углеродистых осадочно-метаморфических породах докембрия	3
Скорнякова Н.С., Кожевникова Е.Г., Мурдмаа И.О., Оськина Н.С., Горбунова З.Н., Рудакова А.Г. Об особенностях плейстоцен-голоценового пелагического седименто-	•
генеза в Бразильской котловине (Атлантический океан) Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Мухина В.В., Усленская Т.Ю. О возрасте диагене-	3
тических железомарганцевых конкреции Тихого океана Сочава А.В., Коренчук Л.В., Пиррус Э.А., Фелицын С.Б. Геохимия верхневендских	э •
отложений Русской платформы Станкевич Е.Ф., Баталин Ю.В., Чайкин В.Г. К минералогии соленосных отложений.	2
Сообщение 1. Минералы соленосных отложении сульфатного галогенеза Станкевич Е.Ф., Багалин Ю.В., Чайкин В.Г. К минералогии соленосных отложений. Сообщение 2. Минералы ссленосных отложений хлоридного галогенеза	3 4
Устинов В.Н., Салтыков О.Г. Фации верхнепалеозойских алмазных отложений Запад- ной Якутии	5
Фирсова С.О. Некоторые особенности строения и состава прожилков с шунгитом I в карбонатсодержащих породах верхнезаонежской подсвиты (Карелия)	1
Онежской мульды (Карелия)	6
Хворова И.В., Сеславинскии К.Б. Каинозоиские отложения северных талассогенов Тихого океана	1
Холодов В.Н., Хеиров М.Б., Халилов Н.Ю. История развития Среднего Каспия в оли- гоцен-четвертичное время и перспективы его нефтегазоносности	2
Худолей А.К., Семилеткин С.А. Флишевый бассейн Таласского Алатау (палеотечения и строение)	4
Ципурский С.И., Ивановская Т.А., Сахаров Б.А., Звягина Б.Б., Дриц В.А. О природе сосуществования глауконита, Fe-иллита и иллита в глобулярных слюдистых об-	
разованиях из отложений разного литологического типа и возраста	5
и нижнепалеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблемы источников Шмариович Е.М., Гольдштейн Р.И., Салмин Ю.П., Фишелева Л.И., Бролин К.Г., На-	6
тальченко Б.И. Распределение микроэлементов в рудоформирующих пластовых водах инфильтрационных месторождений Мулькин В.М., Цуканова Е.В., Майборода А.Б. Влияние современной гипоотермаль-	1
ной деятельности на содержание металлов в донных осадках бухты Матупи (о-в Но- вая Британия, Папуа Новая Гвинея)	2
Краткие сообщения

Алтухов В.А., Коломенский Г.Ю., Гафуров Ш.З., Гореловский Г.В. О тонштейнах в юрских отложениях Туаркыра	4
Бадюкова Е.Н. Растворение кварца в прибрежной зоне Сейшельских островов	4
Друщиц В.А., Шлезингер А.Е. Строение по тводных конусов выноса по данным сейсми- ческих исследований	6
Зеягина Б.Б., Дриц В.А., Гвидотти Ч.В., Русько Ю.А. Определение содержаний мус- ковитовой, парагонитовой и лейкофиллитовой составляющих в составе белых слюд 2M. по параметрам элементарных ячеек	3
Красильникова И.Г., Крутиков В.Ф., Сонюшкин В.Е., Разумовская Н.Н. Гипергенные новообразования в фосфоритах Каратау	1
Кудрявцев Д.И., Николаев В.Г. Гидротермальные образования в докембрийских гра- нитах Академического хребта (оз. Байкал)	5
Кузнецов В.Г., Скобелева Н.М., Сухи В., Фойгт Т. О строении и условиях образования титонских отложений разреза Балта (Северная Осетия)	3
Кулиш Е.А., Покалюк В.В. Развитие Криворожского железорудного бассейна в досак- саганское время (литолого-формационные и тектонические аспекты)	4
Мигунов Л.В. Вопросы литологии и стратиграфии Соликамской впадины с учетом гид- рогеохимических данных	1
Мусатов Е.Е. Литостратиграфия четвертичных отложений в центральной части Барен- цевоморского шельфа	2
Пилипенко А.И. Сейсмостратиграфические особенности осадочного чехла Индийского океана	1
Полянский Б.В., Бадамгарав Ж. Фэновые комплексы юрских континентальных бас- сейнов Запалной Монголии	5
Сорокин В.М., Лукила В.Л., Пирумова Л.Г., Соколов В.Н. О позднечетвертичных диа- томовых осадках Черного моря	5
Сорокин В.М., Соколов В.Н. О цикличности осадконакопления в Черном море в позднечетвертичное время	3
Сочава А.В., Подковыров В.Н. Изменения состава карбонатных пород и таксономичес- кого разнообразия строматолитов на протяжении позднего докембрия	6
Сухи В. Штормовые карбонатные отложения в среднем девоне Баррандовского палео- зоя (Центральная Чехия)	6
Федоров П.И., Жуйкова Т.Л., Мурогова Р.Н. О составе газов в меловых эффузивных породах Корякско-Камчатского региона	3
Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Еганов Э.А. О происхождении фосфатных зерен (пел- лет) фосфоритов формации фосфория, США	5
Шёголев И.Н., Ильяш В.В., Холин В.М., Лебедев И.П. Стратиформное золото-сульфид- ное оруденение в железисто-кремнисто-карбонатных отложениях докембрия	2

Методика

Зыков Д.С. Об одном из вероятных путей образования узловатой текстуры в осадке	5
Осовецкий Б.М. Минералогические диаграммы и их применение в литологии	2

Критика

Занин Ю.Н. Еще раз о роли биогенного фактора в фосфоритообразовании	4
Махнач А.А. К вопросу об объеме и содержании стадии катагенеза	4
Соловьев В.О. К вопросу о маастрихт-среднезоценовом этапе в истории Земли	3

Хроника

Холодов В.Н., Машковцев Г.А., Недумов Р.И. Международное совещание «Геохимия экзогенно-эпигенетического и гидротермально-осадочного рудообразования памяти	
Е.М. Шмариовича≫	6
К 70-летию Л.Ф. Наркелюна	3
К 80-летию академика Александра Леонидовича Яншина	1

Памяти Николая Брониславовича Вассоевича Памяти Леонида Васильевича Пустовалова	3 6
Григорий Федорович Крашенинников	6
Владимир Иванович Попов	5
Василий Михайлович Попов	2
Владислав Андреевич Теняков	6

•

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

ХОЛОДОВ В.Н. (главный редактор), ТИМОФЕЕВ П.П. (зам. главного редактора), МИХАЙЛОВ Б.М. (зам. главного редактора),

БУТУЗОВА Г.Ю. (ответственный секретарь), ВОЛКОВ И.И., ДМИТРИЕВСКИЙ А.Н., КОНОНОВ В.И., КОНЮХОВ А.И., МИГДИСОВ А.А., МУРДМАА И.О., СЕДЛЕЦКИЙ В.И., СИДОРЕНКО С.А., ШНЮКОВ Е.Ф., ЯПАСКУРТ О.В.

EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V.N. (editr), TIMOFEEV P. (deputy chief editor), MIKHAILOV B.M. (deputy chief editor),

BUTUZOVA G.Ju. (secretary in charge), VOLKOV I.I., DMITRIEVSKY A.N., KONONOV V.I., KONYUKHOV A.I., MIGDISOV A.A., MURDMAA I.O., SEDLETSKY V.I., SIDORENKO S.A., SHNYUKOV E.F., YAPASKYRT O.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 30.09.92. Подписано к печати. 03.11.92. Формат бумаги 70x100 1/16 Печать офсетная. Усл.печ. л. 11,7. Усл. кр.-отт. 7,6 тыс. Уч.-изд.л. 13,7. Бум. л. 4,5 Тираж 640 экз. Зак. 3304. Цена 2 р. 70 к.

Адрес редакции: 109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7, ГИН АН СССР: тел. 230-81-77 2-я типография изд-ва "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

2р. 70 к. Индекс 70493

.

.